地質学雑誌 第62巻 第734号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年11月25日発行(毎月1回25日発行)

地質學雜誌

第62巻 第734号

1956年11月

原著論文 頁

南部阿武隈山地竹貫地方にみられる角閃岩の花崗岩化作用……小倉義雄 (609)

いわゆる"塩川層"の地質……飯島南海夫・石和一夫・甲田三男・田口今朝男 (622)

箱根カルデラ内の湖成堆積物と沖積世の地殻運動……堀江正治 (636)

男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究
(第2報) ―潜岩熔岩類について― ……宮城一男 (645)

学会記事……(656)

ニュース……(656)

日本地質学会

(東京大学理学部地質学教室内)

日本地質学会第64年総会並びに年会開催予告

期　日　　昭和 32 年 4 月 6 日（土）～9 日（火）

場　所　　東京都文京区大塚窪町 24　東京教育大学

年会講演申込について

（1）講演希望の方は討論会・個人講演の別を明記して，**昭和 32 年 1 月 10 日**までに講演内容予告（討論会・個人講演何れの場合でも 200 字以内）・所要時間をそえて，本部内行事委員会宛お申込下さい．講演要旨（400 字以内）は講演当日座長をへて，行事委員へ御提出下さい．なおその他に整理の都合ならびに郵便未着による間違いを防ぐため，題名，講演者，所要時間および討論会・個人講演の別を**官製ハガキに横書にし（1 題 1 枚のこと）上記の申込とは日を違えてお投函下さい．**

（2）講演は討論会・個人講演を問わず 1 人 1 題（連名の場合は講演者を最初に記すること）に制限します．講演時間は討論会の場合は不定，個人講演の場合は 1 人 10 分以内とします．

（3）講演者は本会会員に限ります．なお代読は認めません．

（4）夜間小集会を御希望の方は，題・人数・希望日を至急御知らせ下さい．

（5）討論会の題目および世話人は次の通りです．

グリーン・タフ地域の地質（藤岡一男・池辺展生・西田彰一・加藤磐雄・浅野清）

日本の中生代，とくに堆積・構造・火成活動並びにそれらの相互関係（松本達郎）

浅熱水性鉱床の母岩の変質（岩生周一）

地学教育，特に大学の地学教育制度の問題（藤本治義・遠藤隆次・鹿間時夫・小林国夫）

（但し「地学教育」は他の講演時間と重複することを避けるため，夜間に行う予定です．）

昭和 31 年 11 月

行事委員会

昭和 32 年度日本地質学会会長および評議員候補者の推薦について

会則第 43 条により昭和 32 年度会長および評議員候補者の推薦を次の要領により受付けます．

1）会長および評議員候補者は正会員 5 名以上の連名により推薦されたものとする．

2）この推薦の届出は 12 月 1 日より 12 月 20 日まで（必着）に選挙委員会に対し書面を以てなされなければならない．

第62巻 第734号　　地 質 学 雑 誌　　1956年11月

原 著 論 文

南部阿武隈山地竹貫地方にみられる角閃岩の花崗岩化作用*

小 倉 義 雄**

(1956年5月2日受理)

On the Granitization of Amphibolite from the Takanuki District, Southern Abukuma Plateau

Yoshio Ogura

(Abstract)

In the present paper is described the gneissose quartz-diorite formed by the granitization of amphibolite in the vicinity of Takanuki village, Southern Abukuma Plateau.

1) The granitization process is characterized by the gradual increase of grain size and felsic minerals: e. c. amphibolite→fine-grained quartz-diorite→medium-grained quartz-diorite →coarse-grained quartz-diorite or granodiorite.

The structural elements of the original rocks (schistosity, lineation) are, however, retained thoughout the granitization process.

2) The original amphibolite is almost lacking C-twin of plagioclase, while the plagioclase twinning in the granitized rocks shows the intermediate nature of the typical igneous and metamorphic plagioclases. The frequency of C-twin generally increases in more granitized rocks.

3) The plagioclase of the amphibolite and granitized rocks seem to belong to the low temperature form after Tuttle and Bowen and the natural form after Goodyear and Duffin.

4) The chemical variation of the granitization series is very similar to those of some calc-alkaline volcanic series.

5) As the granitization process, the original common hornblende gradually changed to hastingstic hornblende.

1. まえがき

近年花崗岩化作用の研究が，盛んに行われているが，塩基性岩の花崗岩化作用については，割合に研究が少い。筆者は数年来南部阿武隈山地竹貫地方にみられる塩基性岩の花崗岩化作用に興味をもち，研究して来たので，その一部を報告する。

---

* 昭和31年4月4日　日本地質学会年会にて講演

** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

当地方には，角閃岩及び変輝緑岩を原岩とする，2種類の花崗岩化岩石があるが，本論文では前者についてのべる。

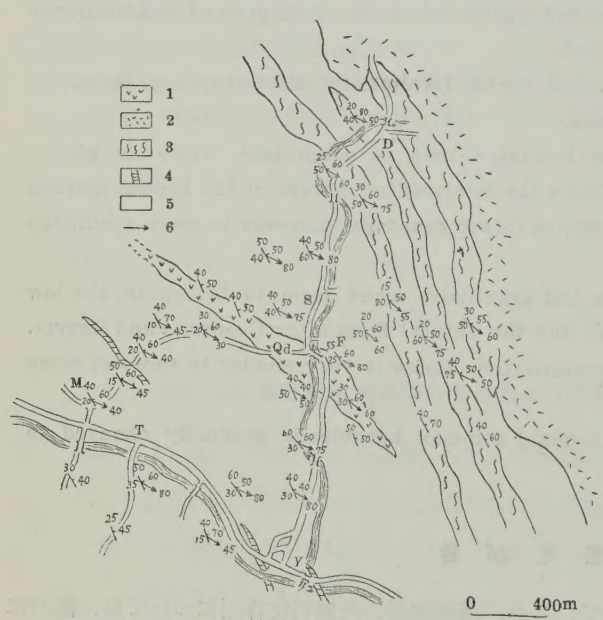
すなわち，おそらく塩基性火成岩から変つたと思われる，角閃岩を原岩とする片麻状石英閃緑岩類についてのべる。

2. 地 質 概 説

この地方の主な研究には，古くは小藤文次郎 (1893) ついで杉健一 (1935)・牛来正夫 (1944)・都城秋穂 (1953) などのものがある。

本地域の東半分には御斎所緑色片岩類（緑色片岩～角閃岩）が，また西半分には，竹貫片麻岩類が分布し，その間に宮本複合岩体が介在している。御斎所街道を，東から西にむけて，変成度が次第に高くなつている。

御斎所緑色片岩類の片理は，走向が N～S (E・W に 10° 位ずつふれる）で，傾斜は殆んど直角に近い。竹貫片麻岩類は構造が複雑で，場所によつて異るが，全体として走向は，NNW～SSE で，傾斜は NE 50° 前後のことが多い。御斎所・竹貫両変成岩の接触部附近の分布状態や構造から，両者間に，時代的の大きな距りはないものと思われている[1]。宮本複合岩体は，両変成岩類の境附近に出ており，両者に対してほぼ concordant である。変成岩類のリニエーションについては，宮本複合岩体を境として，東側は北落し（一部南落し）西側は東落しで，ほとんど直角に喰い違つており，複合岩体に近づくと，両側とも乱れる傾向がある。宮本複合岩体は，大別して，東半分を構成する中性～塩基性岩類と，西半分の酸性岩類にわけられ，各々更に多くの岩型にわけることが出来る。



第1図 古 殿 附 近 地 質 図

1: 石英閃緑岩類（花崗岩化岩体），2: トロニエム岩類（宮本複合岩体），3: 角閃岩，4: 石灰岩，5: 黒雲母片麻岩類，6: リニエーション

T: 竹貫，Y: 横川，F: 古殿，M: 宮前，S: 篠久保，D: 百目鬼，Qd: 石英閃緑岩類

3. 野外における産状

問題の花崗岩化岩体は，竹貫部落の北約 1 km の古殿附近にみられる。此の附近の地質は，おもに黒雲母片麻岩から成つており，時に角閃岩の薄層を夾んでいる。此の附近の片麻岩類は，宮本複合岩体の東部にある片麻岩類にくらべて，石英の含有量が多く，またしばしば鉄礬柘榴石を含む。片理の一般走向は，N 40°W で，北東に約 60° の傾斜を示す（第1図）。

角閃岩起源の花崗岩化岩体（片麻状石英閃緑岩）は，ほゞ N 30°W の走向で，片麻岩中に介在しており，最も巾の広い所で約 30 m，両端になるにつれてせまくなつている。この岩体の走向に，ほゞ直角方向の露出では，原岩と考えられる角閃岩から，最も花崗

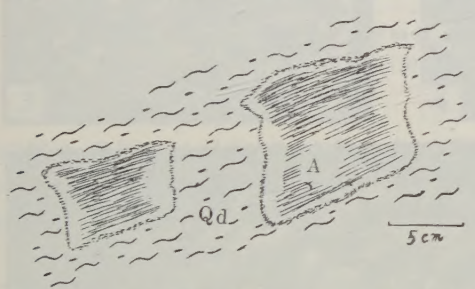
1) 御斎所変成岩が上位，竹貫片麻岩が下位とされている．

岩化作用の進んだと思われる粗粒の片麻状石英閃緑岩に至るまで，連続的に漸移しており，片状面の走向は一般に，N 40°W で 60°NE の傾斜を示し，またリニエーションは SE 60°で，まわりの片麻岩の構造とほぼ一致している。しかし，この岩体を境にして，その北側と南側の片麻岩の構造に，所により多少の乱れを示す部分がみられる。即ち北側では，片麻岩の走向が N 50°～60°W，南側では N 20°～30°W で，斜交する傾向を示す所があるが，これは，局部的な現象で，全体的には，花崗岩化岩体とまわりの片麻岩とは，構造的に一致しており，リニエーションも，一様に南落しである。

大きくみた場合，この花崗岩化岩体の NE 側の片麻岩中に夾まる角閃岩は，花崗岩化岩体から遠いものは，N 20°～30°W の走向を示すが，岩体に近いもの程N40°～50°Wを示す傾向があり，更にこの岩体のSW側の片麻岩は，その中に夾まれる石灰岩の分布からみて，全体的に大きな dome 構造を作つているようである。この角閃岩源の花崗岩化岩体のしめる位置は，花崗岩化作用を受ける条件の問題とも関連して，興味あることである。

花崗岩化岩体の走向に，直角方向の露出では，前述のように，黒雲母片麻岩中に夾まれた，細粒・黒色の角閃岩が，10 m 巾の間に，粗粒の片麻状石英閃緑岩にまで漸移している。角閃岩から離れるにつれて，肉眼的に，次第に角閃岩の粒度は粗になり，筆者の名付けた，細粒型・中粒型・粗粒型と連続的に，同じ片麻状構造を示す石英閃緑岩に漸変している（図版1参照）。

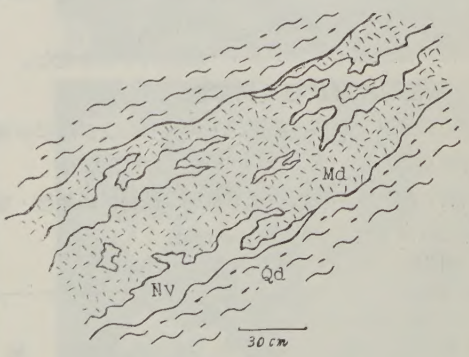
細粒型石英閃緑岩中には，10×20 cm 前後の角閃岩塊が，見られる部分がある。両者の境は不明瞭で，また角閃岩の片理と，周りの細粒石英閃緑岩の片理とは一致している（第2図）。又粗粒型の片麻状石英閃緑岩中に，捕獲岩状に 50×40 cm 位の，角閃石・黒雲母のみから成る部分がある（第3図）。この部分も，周りの花崗岩質の部分とは，同じ片状構造を示し，またその中には部分的に，石英だけが集つている所もみられる。



第2図　細粒型石英閃緑岩中のレリクト様角閃岩
A：角閃岩，Qd：石英閃緑岩

第3図　粗粒型石英閃緑岩中の捕獲岩様角閃石・黒雲母岩
Qd：石英閃緑岩，Hb：角閃石・黒雲母岩，T：漸移帯（Qd と Hb の間），Q：石英

なおこの花崗岩化岩体の一部には，花崗岩質網状脈をもつた変輝緑岩様岩石が，その片理に，sub-concordant な関係で伴われることがある（第4図）。この網状脈は，変輝緑岩の花崗岩化作用によつてできたものと考えられるが，この問題については，他の機会に発表する。又花崗岩化岩体中の一部には，その片理を切つて，変斑糲岩が迸入している部分がみられる。この場合，その境には約 8mm の巾で，黒雲母が濃集している。この変斑糲岩は，その岩石学的性質より，宮本複合岩体の塩基性岩と同じものと考えられるものである。



第4図　粗粒型石英閃緑岩中の変輝緑岩及びその中の網状脈
Qd：石英閃緑岩，Md：変輝緑岩，Nv：網状脈

4. 岩石学的性質

花崗岩化岩体の原岩である角閃岩は，黒色・細粒で，片状構造がよく発達している。これを，この附近の他の角閃岩に比してみると，他の角閃岩は，やゝ緑色をおび，嘗に多くの石英細脈を伴い，比較的粗粒であるのに対して，この角閃岩は，石英脈を伴わず，細粒で，少量の黒雲母を有し，ちみつな性質を示す。この角閃岩に次第に無色鉱物が目立つたものが細粒型石英閃緑岩で，約 1mm 単位の細い縞で，無色鉱物と有色鉱物が交互に配列し，片麻状の様相を呈す。また黒雲母が増えてくる。中粒型では，この様な縞の巾が 2～3mm に拡がり，また石英と黒雲母が顕著になる。粗粒型では，有色鉱物の片麻状配列を除いては，通常の石英閃緑岩と異る所はない（図版1参照）。

鏡下での各型の鉱物容量比は，次のようである（第1表）。

第1表 古殿花崗岩化岩石中の鉱物容量比

	Q	Pl	Pot-Fel	Bi	Ho	Chl	Tit	Acc
1	1.0	49·1	—	4.9	40.8	1.2	0.2	2.8
2	17.8	47.8	0.8	16.7	15·8	0.2	0.7	0.2
3	18.1	51.4	2.5	13.3	12·8	0.3	1.3	0.8
4	21.7	53.7	5.8	10.9	6.3	0.4	0.8	0.4

1: 角 閃 岩　2: 細粒型石英閃緑岩　3: 中粒型石英閃緑岩
4: 粗粒型石英閃緑岩　（各々6枚の薄片の平均値）

1) 角 閃 岩

角閃石・斜長石及び少量の黒雲母からなり，時にわずかの石英を含む。稀に大きな斑晶状の斜長石・角閃石が認められる。鉱物容量比（第1表），化学分析値（第3表）及び角閃石の化学成分（第4表）を表に示す。本岩は一見したところ，当地方一般の角閃岩と似ているが，時に残斑状の大型斜長石・角閃石を伴つており，恐らく塩基性火成岩から変つたものと考えられる。

角閃石：細粒・粒状・不規則の結晶，方向性をもつて配列，時に relic 様の半自形の比較的大きい結晶がある。化学的・光学的性質は表に示す。

黒雲母：褐色の少さい flake で，角閃石と平行に方向配列を示す。殆んど緑泥石に変つている。$\gamma=1.658\pm$。

斜長石：小さい粒状の結晶で，殆んどアルバイト式双晶を示している。時に relic 的のやゝ大い結晶が在するが，これは粒状のものに比して，An 分で 8～10 位基性である。

石英：小型粒状，間充的に少量散在している。

其の他：磁鉄鉱・チタナイト・燐灰石などを含む。

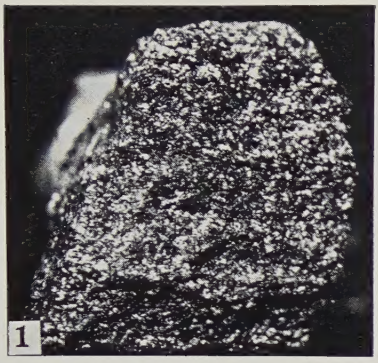
2) 細粒型片麻状石英閃緑岩

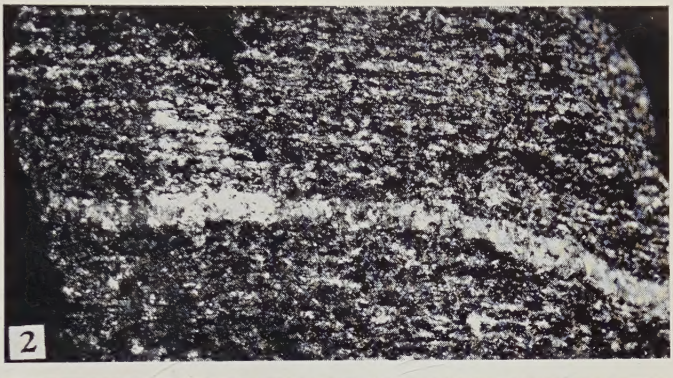
粒状の斜長石・石英・黒雲母・角閃石および時に少量の加里長石からなる。有色鉱物は大体一定方向に配列して，片理を作つている。

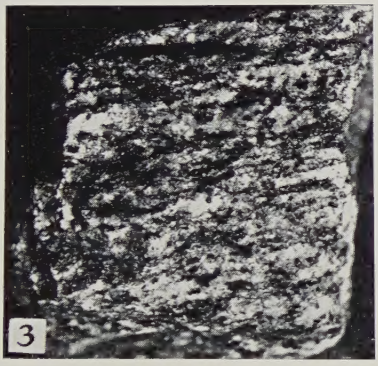
角閃石：細粒～中粒の粒状不規則の結晶，多色性・複屈折は著しくない，比較的大きな結晶は，時に小さい黒雲母片を数多く含む。

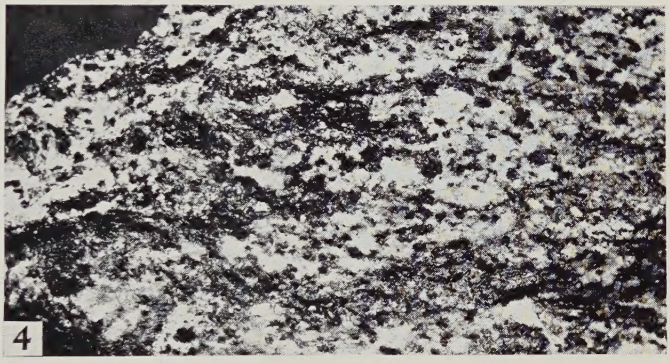
図 版 説 明

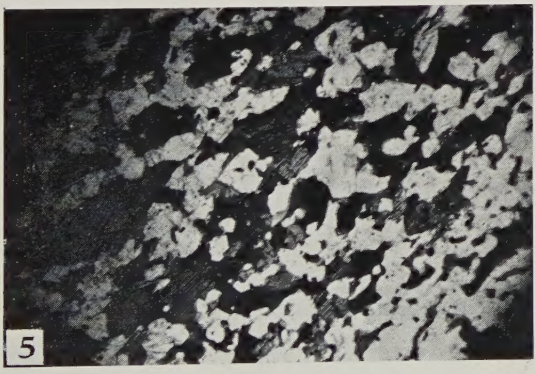
1. 角閃岩（古殿）実物大
2. 細粒型片麻状石英閃緑岩（古殿）実物大
3. 中粒型片麻状石英閃緑岩（古殿）実物大
4. 粗粒型片麻状石英閃緑岩（古殿）実物大
5. 角閃岩（古殿）×80
6. 細粒型片麻状石英閃緑岩（古殿）×80
7. 中粒型片麻状石英閃緑岩（古殿）×80
8. 粗粒型片麻状石英閃緑岩（古殿）×80

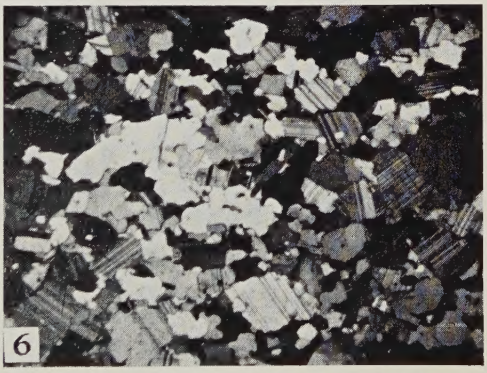

1


2


3

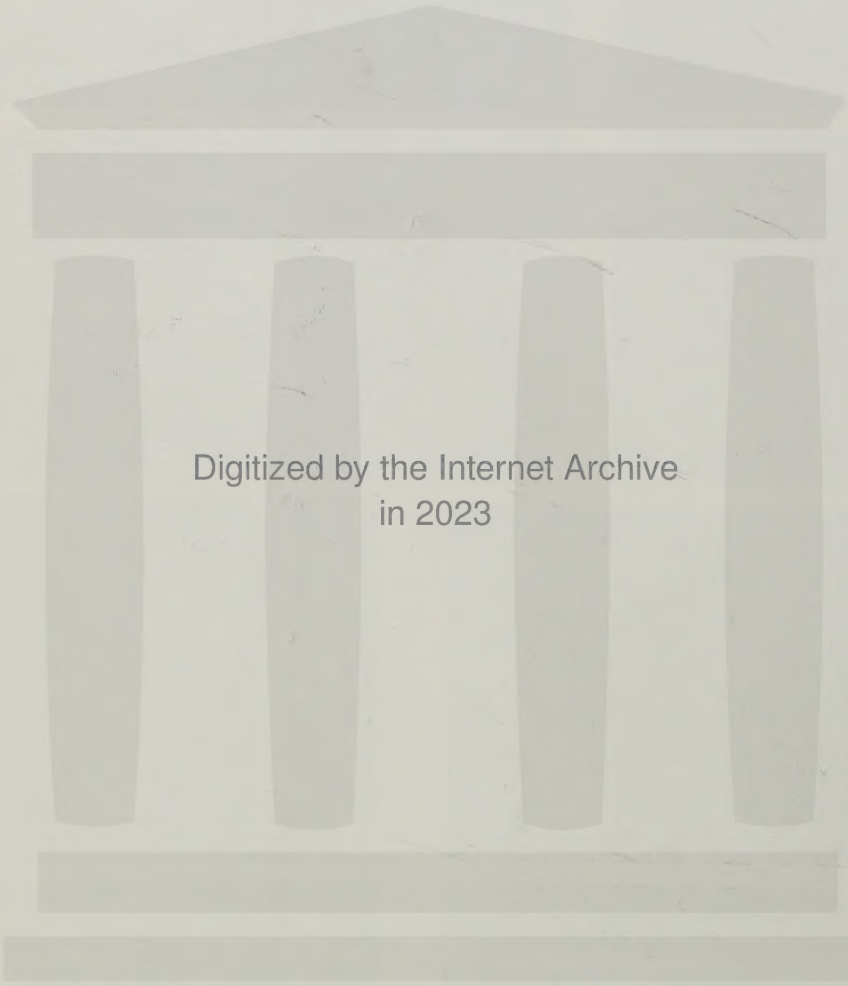

4


5


6

7

8



Digitized by the Internet Archive
in 2023

https://archive.org/details/chishitsugaku-zasshi_1956-11_62_734

黒雲母：細粒～中粒の flake で，角閃石にともなつている。比較的自形に近く，二次的の変質は少い，時に，いくつかの flake が，斜長石の結晶をすつかり取囲んで，成長していることがある。X－帯黄褐色，Y≒Z－暗褐色，$\gamma=1.650\pm$。

斜長石：小型の粒状結晶，殆んどアルバイト式双晶を示し，累帯構造はほとんど示さない，時に，アルバイト-カールスバッド式双晶を示す，relict 的の大きな結晶が散在しており，これらは，撓曲している（第5図）。

石英：間充的に，不規則に分布する。波動消光は著しくない。

加里長石：正長石(稀に微斜長石)で，斜長石の間を充し，斜長石は時に，ミルメカイトを作つている。

其の他：チタナイト・褐簾石・燐灰石・ザーコンなどを含む。

第5図　細粒型石英絲閃岩中の撓曲を示す残晶状斜長石　×120

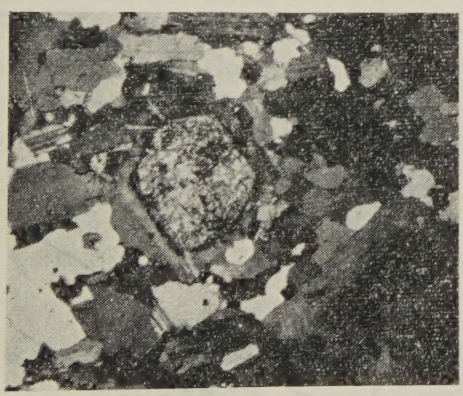
3)　中粒型片麻状石英閃緑岩

粒状の斜長石・石英・黒雲母・角閃石及び少量の加里長石から成る。所により，部分的に比較的大きな斜長石・石英の結晶から成る部分が，ポケット状に，通常の組織の間に混在している。

角閃石：中粒～粗粒の柱状又は，半自形の結晶で，かなり定方向配列を示している。時に，粒状の斜長石結晶を含んでいる。

黒雲母：褐色～暗褐色の色々の大きさの flake で，配列はかなり不規則である。或る部分にかたまつて存在していることがある。複屈折は著しくない。X－淡褐色，Y≒Z－暗褐色，$\gamma=1.641\pm$。

斜長石：通常細粒～中粒の粒状結晶，時に，いくつかの大きな結晶が散在しており，これらは絹雲母に変質した基性の核を持つている(第6図)。基性の核と酸性の周縁部の境は明瞭で鋭く，周縁部は常に新鮮で，絹雲母化作用などは受けておらず，基性の核は，通常の粒状斜長石に比して，An 分で 10～20 位基性である。通常の粒状結晶のものは，殆んどアルバイト式双晶を示し，その中に石英の微粒を含むことが多い。



第6図　中粒型石英閃緑岩中の中心部が絹雲母に変質した残晶状斜長石　×80

石英：不規則の中～大型の間充結晶で，比較的波動消光は著しい。

加里長石：正長石で，間充的に存在し，その近くの斜長石は，ミルメカイト構造が著しい。

其の他：チタナイト・燐灰石をかなり多く含む。

4)　粗粒型片麻状石英閃緑岩

一つ一つの結晶粒が大きく成長しているが，形はかなり不規則である。斜長石・石英・黒雲母・角閃石・加里長石から成り，有色鉱物は方向配列をしている。

角閃石：中～大型の柱状良結晶又は，不規則結晶，光学的性質は，宮本複合岩体の閃緑岩及び石英閃緑岩の，角閃石に似ている。

黒雲母：褐色～暗褐色の半自形の結晶，褐屈折・多色性やゝ著しい。しばしば，燐灰石の小粒を含む。X－帯淡黄褐色，Y≒Z－暗褐色，$\gamma=1.645\pm$。

斜長石：大型の粒状結晶，C-双晶を示す率が，これまでの石英閃緑岩より多くなつてくる。稀に累帯構造を示すものが認められ，又黒雲母・石英粒を含むことが多い。

石英：大きな間充的の不規則の結晶，時に，斜長石・正長石のへき開にそつて入り込んでいる。波動消光が，

比較的著しい。

加里長石：正長石で，間充的，通常新鮮である。細・中粒型のものに比して，量は多く，またその近くの斜長石は，著しいミルメカイトになつている。

其の他：チタナイトが多く，脈状に片理方向に分布していることがある。又粒状の燐灰石も著しい。

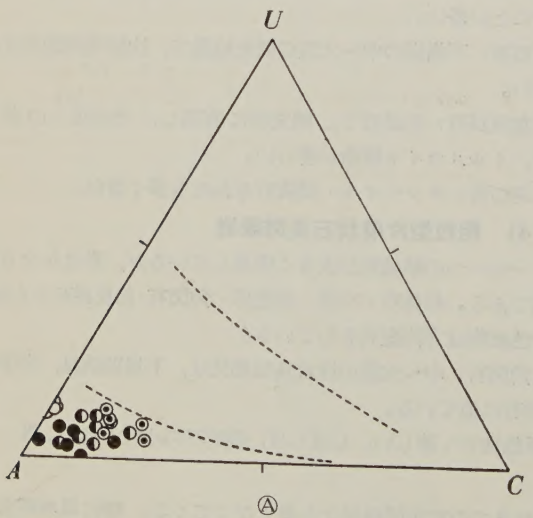
5. 花崗岩化作用

前述したように，問題の片麻状石英閃緑岩は，角閃岩と漸移関係を示しており，また，それ等の片理・線構造はよく一致しており，それらと周りの黒雲母片麻岩類との構造も，よく一致している。

細粒型片麻状石英閃緑岩中に認められる，捕獲岩様の角閃岩も，そのまわりの岩石と同じ構造を持つており，その岩石学的性質も前述の角閃岩と，よく似ている。鏡下で特徴的なことは，石英閃緑岩類は，いずれも変成岩的な組織をもつていることで，最も花崗岩質の粗粒型のものでも，斜長石は，かなり不規則形である。鉱物の晶出順序をみると，有色鉱物が，斜長石を取囲んでいたり，石英は，黒雲母より早期に晶出していたり，斜長石の或るものが，他の鉱物粒間を，間充的に充していたり，また，その中に石英結晶を含んでいたりしていて，マグマの正規の結晶順序を示していない。黒雲母の配列も，特徴的で，普通の花崗岩質岩石にみられるように，均一の分布ではなく，局部的に集つていることがある。

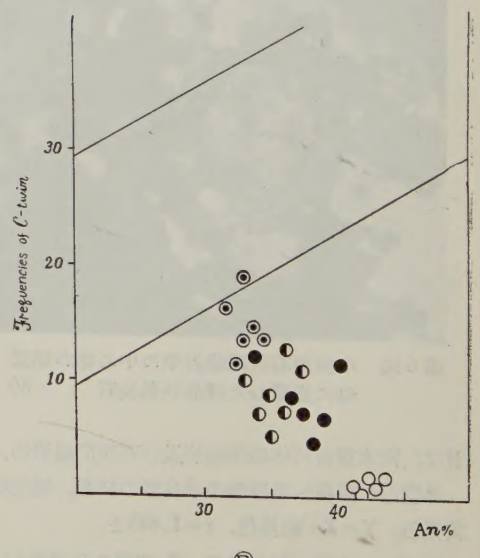
以上述べたことから考え，問題の石英閃緑岩質岩石は，角閃岩の花崗岩化作用によつてできたものと考えるのが，最も妥当と思われる。このことは，次に述べる，斜長石の双晶様式からも支持される。

斜長石の双晶については，次のような点が注目される。本岩類中の斜長石の双晶に関する性質を，牛来正夫による U-A-C 三角図表を用いて示してみると第7図のようである。即ち，一般に典型的な火成源斜長石と変成源斜長石の中間の性質を示し，また角閃岩から，より花崗岩質（粗粒）のものになるに従つて，C-双晶は増加する傾向がある。このことは，花崗岩化作用の進行に伴つて，若干再



Ⓐ

第7図Ⓐ　単晶（U）・A-双晶（A）・C-双晶（C）の割合
○：角閃岩　　◐：中粒型石英閃緑岩

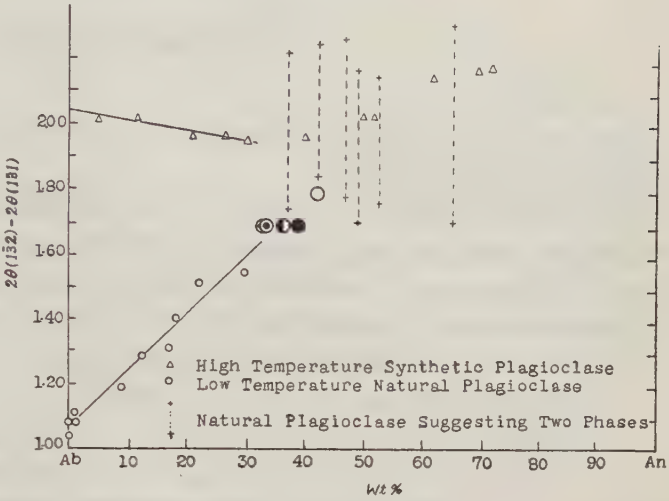


Ⓑ

Ⓑ　斜長石の平均成分と C-双晶の頻度との関係
●：細粒型石英閃緑岩　　◉：粗粒型石英閃緑岩

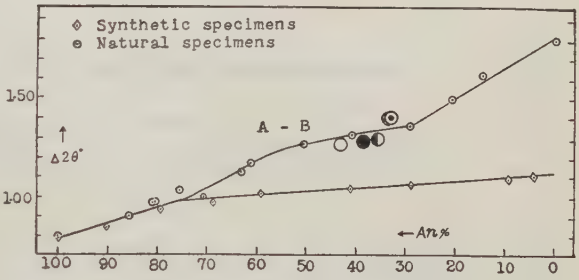
溶融が行われたことを示すものと思われる。なお，本岩中のカールスバッド双晶を示す。大型結晶の中には，著しく撓曲していたり，著しい累帯構造をもつていて，原岩(塩基性火成岩か)の relic と思われるものもある。

なお，本岩中の斜長石は，次に述べるように，いわゆる低温型に属するもののようであり，このことは，本岩類が花崗岩化作用によつてできたという考えと，むじゆんしない。角閃岩から，粗粒型石英閃緑岩までの，各岩型の斜長石を，Philip Geiger カウンターを用いて記録し (30 kV · 15 mA 8～1～4)，同時にX線粉末写真(19 mm 直径カメラ，Ni-フイルター，CuKα=1.5418 Å，40 kV，20 mA，8～9 時) によつてしらべた。その結果によると，問題の諸岩石の斜長石は，Tuttle 及び Bowen が“N, L, C”を用いて作つた図表による，低温型に属するようである (第8図)。また Goodyear と Duffin の作つた図表では，天然試料の描く線と一致する傾向を示す (第9図)。また斜長石の光軸角を，Tuttle 及び Bowen の図に投入してみると，その結果も，低温型に属するもののようである。



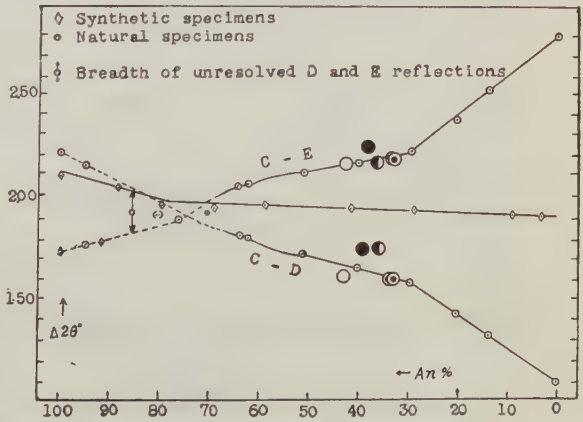
第8図　古殿花崗岩化岩石中の斜長石の $2\theta(1\bar{3}2)-2\theta(1\bar{3}1)$ と成分の関係 (Tuttle 及び Bowen による)

○: 角閃岩　◐: 中粒型石英閃緑岩
●: 細粒型石英閃緑岩　⊙: 粗粒型石英閃緑岩



第9図 (A)　古殿花崗岩化岩石中の斜長石の成分と A-B 反射の分離 (Goodyear 及び Duffin による)

○: 角閃岩　◐: 中粒型石英閃緑岩
●: 細粒型石英閃緑岩　⊙: 粗粒型石英閃緑岩



第9図 (B)　古殿花崗岩化岩石中の斜長石の成分と C-D-E 反射の分離 (Goodyear 及び Duffin による)

第2表　古殿花崗岩化岩石中の斜長石のX線的及び光学的性質

	An (%)	A-B	C-D	C-E	F-G	1̄32-1̄31	2V
1	43	1.3	1.6	2.2	1.6	1.8	—
2	37	1.3	1.7	2.3	1.4	1.7	−87
3	34	1.3	1.7	2.2	1.4	1.7	−85
4	32	1.4	1.6	2.2	1.5	1.7	−83
5	31	1.4	1.6	2.2	1.5	1.7	−82

1: 角閃岩　3: 中粒型石英閃緑岩
2: 細粒型石英閃緑岩　4,5: 粗粒型石英閃緑岩

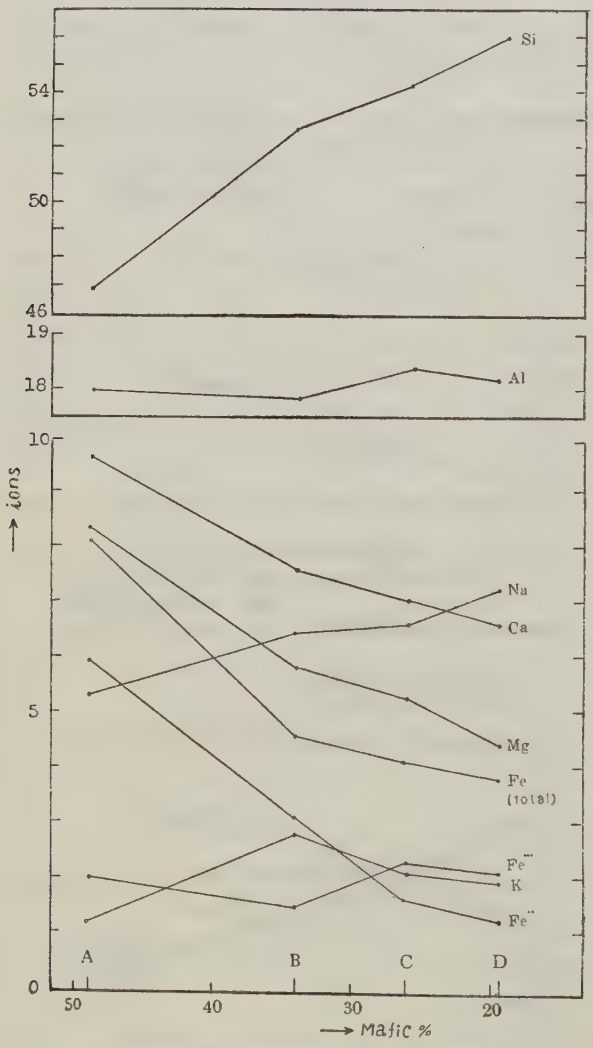
6. 化 学 的 性 質

I. 主 成 分

角閃岩および各型の片麻状石英閃緑岩について，各々4ケの岩石を混合した試料を用いて分析し，その結果で，各型を代表させた。

各岩石の分析値（重量%）を，BARTH の Cation in Standard Cell 及び，ESKOLA の Cation Percentage に計算して，イオンの形にし，それをつかつて変化図を作つてみた。図では，横軸に各岩石中の有色鉱物比をとり，Cation% の変化を示した（第 10 図）。それによると，この花崗岩化作用の過程では，イオンによつては，非常に動きの大きいもの，規則性をもつて増減するもののあることがわかつた。例えば，花崗岩化作用の，より進んだ方向にむかつて，Si, Na は直線的に増加するが，Ca, Fe‥, Mg は，その反対に直線的に減少している。Total Fe は減少の傾向を示しているが，Fe‥‥ は，より花崗岩化の進んだものの方が，増加を示す傾向にある。K は増加の傾向にあるが，直線的ではない。Al の動きは，かなり不規則である。

一方前述のように，花崗岩化岩体中に，角閃石・黒雲母だけからなる部分（角閃石



第 10 図 古殿花崗岩化岩石の成分変化

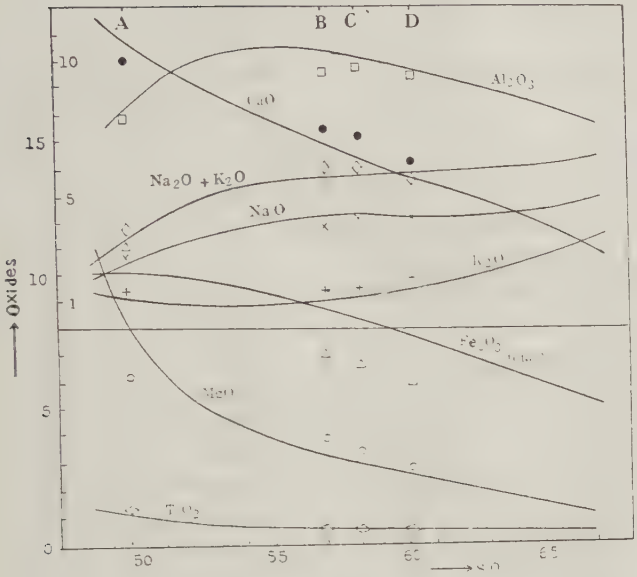
A：角 閃 岩　　C：中粒型石英閃緑岩
B：細粒型石英閃緑岩　　D：粗粒型石英閃緑岩

第 3 表 古殿花崗岩化岩石の化学成分

	1	2	3	4
SiO_2	49.41	57.13	58.02	60.37
TiO_2	1.87	0.88	0.85	0.80
Al_2O_3	16.64	16.82	17.70	17.04
Fe_2O_3	3.01	2.27	3.53	3.39
FeO	7.82	4.13	2.33	1.86
MnO	0.06	0.04	tra.	tra.
MgO	5.93	4.26	3.80	3.34
CaO	9.50	7.74	7.19	6.82
Na_2O	3.02	3.65	3.82	4.01
K_2O	1.09	2.51	2.04	1.85
H_2O^+	1.32	0.51	0.64	0.57
H_2O^-	0.57	0.26	0.23	0.14
P_2O_5	0.20	0.19	0.16	0.08
total	100.34	100.39	100.31	100.27
Sp.Gr	2.84	2.80	2.78	2.77
Maf.%	49.9	33.6	28.0	19.6

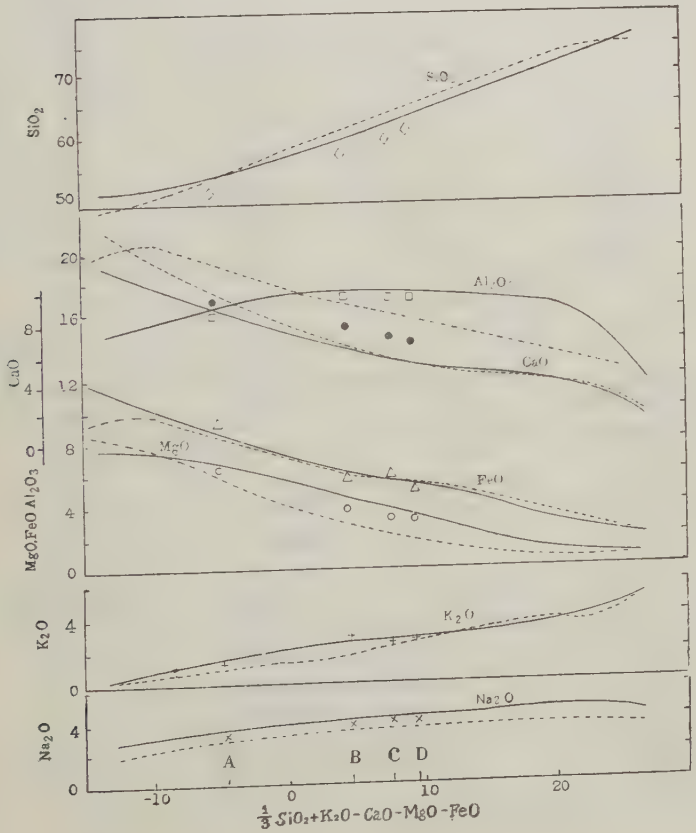
（小倉義雄分析）

1：角閃岩（古殿）
2：細粒型石英閃緑岩（古殿）
3：中粒型石英閃緑岩（古殿）
4：粗粒型石英閃緑岩（古殿）



第 11 図　鳥海火山熔岩と古殿花崗岩化岩石との化学成分変化の比較

実　線：勝井義雄による鳥海火山帯熔岩
各標示：古殿花崗岩化岩石
A：角　閃　岩
B：細粒型石英閃緑岩
C：中粒型石英閃緑岩
D：粗粒型石英閃緑岩



第 12 図　Yellowstone volcanic rocks (実線) 及び Lower California plutonic rocks (点線) と古殿花崗岩化岩石 (各標示) との化学成分の比較 (実線及び点線は E. S. Larsen による)

A：角　閃　岩
B：細粒型石英閃緑岩
C：中粒型石英閃緑岩
D：粗粒型石英閃緑岩

は 2V＝−72°，無色に近く，黒雲母は屈折率が高く，赤褐色を示し，花崗岩化岩体のものとは，明らかに区別される）があるが，これは K の添加を伴つた Fe, Mg, Ca 成分の濃集した部分と解される。

このような，角閃岩源の花崗岩化岩石系列の成分変化を，カルク・アルカリ火山岩系列の成分変化と，比較してみると，次のような興味あることがわかる。即ち，この花崗岩化系列の成分変化は，日本の例では，伊豆・箱根地方や那須帯の火山岩のそれとは，かなり性質を異にしているが，鳥海火山帯の岩石の成分変化とは，かなりよく一致する傾向がある。即ち，花崗岩化系列の，total Fe_2O_3 が，鳥海火山帯のものに比してやや少いだけで，他の成分の変化は，殆んど一致している（第11 図）。

第4表 古殿花崗岩化岩石中の角閃石

	1	2	3	4	5
SiO_2	43.54	42.94	41.44	40.92	44.77
TiO_2	1.54	1.47	1.12	1.04	1.83
Al_2O_3	12.46	12.95	13.82	14.10	11.58
Fe_2O_3	4.60	5.26	5.97	6.20	2.72
FeO	12.89	13.68	13.61	13.82	14.70
MnO	0.58	0.60	0.59	0.66	0.36
MgO	10.88	9.93	9.72	9.68	8.34
CaO	10.16	8.91	9.26	9.81	11.22
Na_2O	1.23	1.15	1.71	1.63	1.01
K_2O	0.47	1.12	0.78	0.63	0.43
H_2O^+	1.93	2.16	2.04	2.01	2.46
H_2O^-	0.05	0.12	0.18	0.04	0.07
P_2O_5	0.18	0.09	0.10	0.07	0.12
total	100.51	100.38	100.34	100.43	99.67
α*	1.645	1.646	1.652	1.663	1.646
β*	1.653	1.661	1.664	1.673	1.659
γ*	1.669	1.672	1.675	1.684	1.665
$\gamma-\alpha$*	0.024	0.026	0.023	0.021	0.019
2V(−)×	69°	70°	58°	54°	74°
c∧Z× (110)	18°	16°	13°	15°	19°
X	Pale yellow-brownish green	Slightly greenish yellow	Pale yellowish green	Pale yellowish green	Pale yellowish brown
Y	Light yellowish brown	Pale brownish green	Pale brownish green	Blunish green	Dark yellowish green
Z	Brownish yellow	Pale yellow-brownish green	Pale brownish green	Deep green	Yellow brownish green
Absorption	Y＞Z＞X	Y＞Z＞X	Y≧Z＞X	Y≧Z＞X	Y＞Z＞X

1. $(Ca_{1.6}Na_{0.3}K_{0.1})(Mn_{0.1}Mg_{2.4}Fe^{\cdot\cdot}_{1.5}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.5}Ti_{0.1}Al_{0.6})(Si_{6.4}Al_{1.6})O_{22}(OH)_2$ （小倉義雄分析）
2. $(Ca_{1.4}Na_{0.3}K_{0.2})(Mn_{0.1}Mg_{2.2}Fe^{\cdot\cdot}_{1.7}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.6}Ti_{0.1}Al_{0.5})(Si_{6.3}Al_{1.7})O_{22}(OH)_2$
3. $(Ca_{1.5}Na_{0.5}K_{0.1})(Mn_{0.1}Mg_{2.1}Fe^{\cdot\cdot}_{1.7}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.6}Ti_{0.1}Al_{0.6})(Si_{6.2}Al_{1.8})O_{22}(OH)_2$
4. $(Ca_{1.6}Na_{0.5}K_{0.1})(Mn_{0.1}Mg_{2.1}Fe^{\cdot\cdot}_{1.7}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.7}Ti_{0.1}Al_{0.5})(Si_{6.1}Al_{1.9})O_{22}(OH)_2$
5. $(Ca_{1.8}Na_{0.3}K_{0.1})(Mn_{0.1}Mg_{1.9}Fe^{\cdot\cdot}_{1.8}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.3}Ti_{0.2}Al_{0.6})(Si_{6.6}Al_{1.4})O_{22}(OH)_2$

1: 角閃岩（古殿）
2: 細粒型石英閃緑岩（古殿）
3: 中粒型石英閃緑岩（古殿）
4: 粗粒型石英閃緑岩（古殿）
5: 角閃岩（篠久保〜百目鬼）

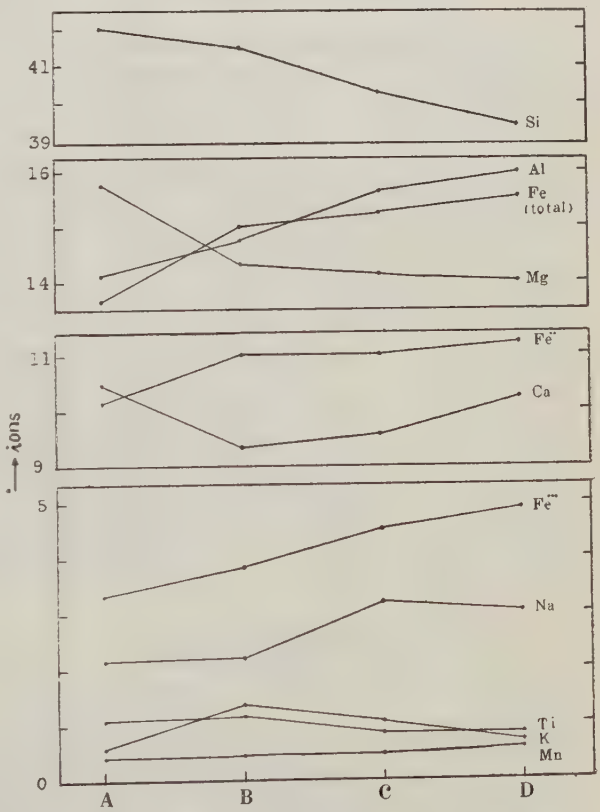
* 4ヶの試料の平均値　× 6枚の薄片の平均値

これを，外国の例と比較してみると例えば，yellowstone volcanic series に比して，CaO がやや多く，FeO が少い傾向にある外は，かなりよく似ている（第 12 図）。Turner と Verhoogen は，主な深成岩体のトーナライト—花崗閃緑岩—花崗岩系列と，火山岩の安山岩—石英安山岩—流紋岩系列の化学組成が，よく似ていることを指摘し，このことを，前者の系列が，マグマ起源であることを示す，1つの証拠にしている。しかし，前述したように，角閃岩源の花崗岩化系列も，安山岩—石英安山岩—流紋岩系列のあるものと，化学成分上，よく似ているので，この問題は，Turner, Verhoogen のいうようには，簡単に考えられないと思われる。

II. 角 閃 石

これまで述べてきた，花崗岩化系列の，主要な造岩鉱物である角閃石の成分が，花崗岩化作用の過程で，どのように変つているかということに，注目して調べてみた。主成分化学分析に用いたのと，同じ試料を用いて，篩分け，水洗の後，Thoulet 溶液で濃集し，更に電磁力分離器によつて，分離した資料を分析した(第 4 表)。分析結果を，Eskola の Cation % の形でイオンにして示すと花崗岩化が進むにつれて Al, Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺, Na が増加して，Si, Mg は減少する傾向にあり，Si, Al, Fe⁺⁺⁺ の動きは，特に著しい，Ca の動きは，不規則である（第 13 図)。

即ち，角閃岩中の普通角閃石は，花崗岩化作用の過程で，Si は減じて，Al, Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺ を増し，ヘイスチングサイト質の角閃石に変化している。Fe⁺⁺⁺ は角閃石の色と関係があるようで，Fe⁺⁺⁺ の増加に従い，角閃石の色は，濃青緑色を帯びる傾向がある。また，花崗岩化の進むにつれて，角閃石の 2V が減じ，屈折率は高くなつている（第 14 図)。また，角閃石と黒雲母の屈折率の関係は，第 15 図に示したようである。



第 13 図　古殿花崗岩化岩石中の角閃石の成分変化図

A：角　閃　岩　　C：中粒型石英閃緑岩
B：細粒型石英閃緑岩　　D：粗粒型石英閃緑岩

III. 微量成分[1)]

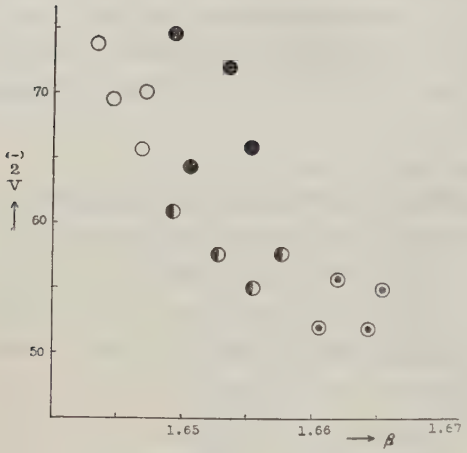
花崗岩化作用の過程で，V, Sr, Ba, B は，比較的変化はないが，Sn, Cr, Ni, Co は，より花崗岩化の進むにつれて，原岩より少い値を示している[1)]。

7. 総　　括

以上，竹貫地方の角閃岩を原岩とする片麻状石英閃緑岩について述べたが，要約すると次のようになる。

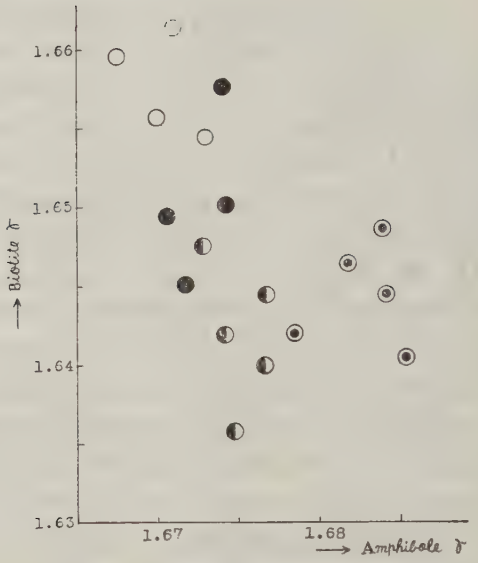
1) 角閃岩は，花崗岩化作用が進むにつれて，粒度及び珪長鉱物を増し，角閃岩→細粒型片麻状石英閃緑岩→中粒型石英閃緑岩→粗粒型石英閃緑岩と変化す

1) 微量成分の分析は，分光分析（対数回転セクター法）によつた．



第 14 図 角閃石の 2V と β との関係図

○: 角 閃 岩 ◐: 中粒型石英閃緑岩
●: 細粒型石英閃緑岩 ⦿: 粗粒型石英閃緑岩



第 15 図 角閃石 γ と黒雲母 γ との関係図

○: 角 閃 岩 ◐: 中粒型石英閃緑岩
●: 細粒型石英閃緑岩 ⦿: 粗粒型石英閃緑岩

第5表 古殿花崗岩化岩石中の微量成分

	B	Sn	Pb	Sr	Ba	Cr	Ni	Co	V	Ga
1	25	220	10	170	180	1000	110	50	560	50
2	9	350	0	255	270	300	130	70	123	60
3	15	70	0	170	225	250	25	13	112	70
4	15	80	10	85	270	300	13	13	280	40
5	11	0	0	110	90	60	4	6	170	20
6	19	30	0	85	90	90	12	15	280	22
7	9	30	18	85	450	70	8	4	280	30
8	5	40	10	110	90	80	3	8	112	20
9	19	40	15	170	180	80	13	9	280	60
10	15	30	0	85	180	40	10	6	280	40

(黒田六郎・牛来正夫による)

1, 2: 角閃岩 (古殿)
3, 4, 5: 細粒型石英閃緑岩
6, 7, 8: 中粒型石英閃緑岩
9, 10: 粗粒型石英閃緑岩

る。

2) 石英閃緑岩中の斜長石双晶は，一般に変成源斜長石ないし，それと火成源斜長石の中間の性質を示しており，また，花崗岩化が進むにつれて，C-双晶が増す傾向がある。

3) X線を用いてしらべた結果では，諸岩石中の斜長石は，TUTTLE, BOWEN による低温型，GOODYEAR, DUFFIN による天然型に属する。

4) この系列の化学成分変化は，鳥海火山帯の火山岩のそれとよく似た傾向を示す。

5) 花崗岩化が進むにつれて，角閃石は，普通角閃石質のものから，ヘイスチングサイト質角閃石に変る。即ち，Si がへり，Al, Fe⁺⁺, Fe⁺⁺⁺ がふえ，光学的には，青緑色が強くなり，光軸角は小さ

く，屈折率は高くなる。

8. 謝　　辞

本研究に際して，終始懇篤なる御指導をいただいた生来正夫博士・柴田秀賢博士・須藤俊男博士に，深い感謝を捧げる。また種々有益な助言を下さった，渡辺岩井氏を始め，黒田吉益・佐藤信次・倉沢一・林久人・岡田茂・青木斌・青木紀夫の諸氏にも，あつくお礼を申し上げる。

なお角閃石の分離に際して，色々御世話をいただいた，東京大学の久野久博士，色々御教示をいただいた，都城秋穂博士に，心から御礼申し上げる。

文　　献

1) Barth, Tom, F. W. (1948): Oxygen in rocks: A basis for Petrographic calculation. *Jour. Geol.*, Vol. 56, No. 1, pp. 50～60.
2) Bowen, N. L. (1913): The melting phenomena of the plagiolase feldspars. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 35, pp. 577～599.
3) Eskola, Pentti. (1954): A Proposal for the presentation of rock analyses in ionic percentage. III. *Geol. Geogra.* 38.
4) Gorai, Masao (1944): Petrological study on the plutonic rocks of Gosaishio-Takanuki district, Southern Abukuma Plateau. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ. Ser. D*, Vol. 1, No. 2, pp. 239～321.
5) ———— (1951): Petrological studies on Plagioclase twins. *Am. Min.* 36, pp. 884～901.
6) Goodyear, J. and Duffin, W. J. (1953): The identification and determination of Plagioclase feldspars by the X-ray powder method. *Phys. Depar., Univ. Hull.*
7) Hallimond, A. F. (1943): On the graphical representation of the Calciferous amphiboles. *Am. Min.*, Vol. 28, pp. 65～89.
8) Inoue, Tami (1950): Amphiboles and biotites from the Fukushinzan alkaline complex, Korea. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, Vol. 56, No. 653, pp. 71～77.
9) Kaaden, G. (1951): Optical studies on natural plagioclase feldspars with high and low temperature-optices. *Diss. Univ. Utrecht.*
10) 勝井　義雄: 鳥海火山帯熔岩の化学成分，地質雑，Vol. 60, No. 704, pp. 185～191.
11) Koto, Bunjiro (1892): The Archean formation of the Abukuma Plateau. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, Vol. 5, Pt. 3, pp. 197～291.
12) Kuno, Hisashi (1950～51): Geologe of Hakone volcanic and adjecent areas. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec.* 2, Part I・II, Vol. 7, pp. 257～279, 351～402.
13) Miyashiro, Akiho (1953): Progressive metamorphism of the Calcium-rich rocks of the Gosaishio-Takanuki district, Abukuma Plateau, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 23, pp. 82～107.
14) Poldervaret, Arie (1953): Petrological calculations in metasomatic process. *Amer. Jour. Soc.*, Vol. 251, pp. 481～504.
15) Seki, Yotaro (1953): Studies on the Miyamori ultramafic mass Iwate Ken, N—E Japan. *Sci. Rep. Saitama, Univ. Series. B*, Vol. 1, No. 2.
16) Sugi, N. (1946): A preliminary study on the metamorphic rocks of Southern Abukuma Plateau. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol. 12, No. 3～4, pp. 115～152.
13) Turner, F. J. and Verhoogen, Jean (1951): Igneous and metamorphic petrology. pp. 258～306, 433～480.
14) Tuttle, O. F, and Bowen, N. L. (1950): High-temperature albite and contiguous feldspars. *Jour. Geol.*, Vol. 58, pp. 572～583.

いわゆる“塩川層”の地質*

飯島南海夫**・石和 一夫***・甲田 三男****・田口今朝男*****

(1956 年 5 月 8 日受理)

Geology of the so-called "Shiogawa Formation"

N. Iijima, K. Iwasa, M. Koda and K. Taguti

(Abstract)

The so-called "Shiogawa formation" which has previously interpreted to be a part of the Quaternary lacustrine sediments, is found by the present writers to be older.

During the middle stage of the Ogawa formation, the older sedimentary basin of this region was separated into two new basins of the Nagano and Komoro districts. In the Komoro basin the sea became gradually shallower until it finally became a fresh water lake, in which the Okui, Nunobiki, and Uryuzaka formations were deposited. These formations are included into Komoro group. After a long period of denudation the Iwao formation was deposited over the Komoro group. This unconformity is important because it separates the Tertiary from the Quaternary, and is called the Kuriyagawa unconformity. *Elephas namadicus* reported by T. Yagi was collected from the Iwao formation.

The development of the Komoro group is intricately related to the volcanic activities and the sinking of the depositional basin. The activities of the Yeboshi, Takayazawa, Ofuji, Gotomiki, Sambogamine, and Takamine volcanoes, and especially the formation of welded tuffs erupted from an unknown center, favored the sinking and the enlargement of the Komoro basin. The formation of the Tateshina volcano is also related to the upheaving force, which is responsible for the disappearance of the basin.

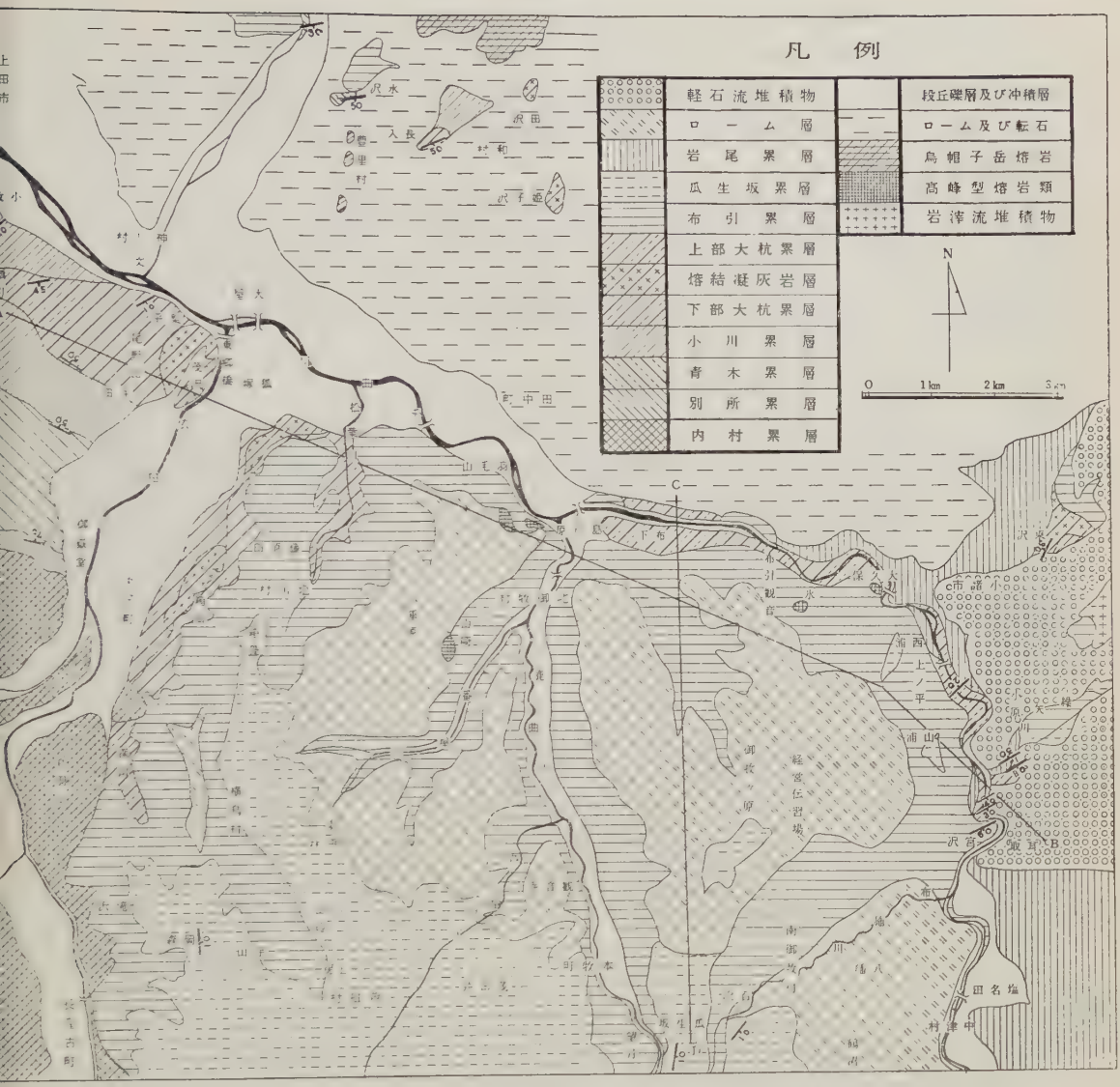
It is concluded from stratigraphical and paleontological evidences that the lower Okui formation is of upper Miocene age, and represents a terrestrial facies of the marine Ogawa formation, and that the upper Okui, Nunobiki and Uryuzaka formations are lower Pliocene in age.

まえがき

いままで，烏帽子火山群の活動時期ならびにその山麓に発達する，いわゆる塩川層の地質年代は，ともに第四紀とされてきた。筆者の一人飯島は 1953 年より烏帽子火山を，特にその基盤をつくる地層との関係に留意して調査した結果，烏帽子火山の西半を形成する基底熔岩類は，小川累層の堆積当時またはそれ以前の産物であることがわかつてきた。さらに小川累層と塩川層との関係から，いま

* 1956 年4月3日 日本地質学会総会において一部講演

** 信州大学教育学部地学教室
*** 長野県須坂市豊洲小学校
**** 長野県下伊那郡富草小学校
***** 長野県立臼田高等学校


凡　例
軽石流堆積物
ローム層
岩尾累層
瓜生坂累層
布引累層
上部大杭累層
熔結凝灰岩層
下部大杭累層
小川累層
青木累層
別所累層
内村累層
段丘礫層及び沖積層
ローム及び転石
烏帽子岳熔岩
高峰型熔岩類
岩滓流堆積物
N
0　1km　2km　3km
A
B
C
D
800
700
600
500
400

までいわれていた塩川層の地質年代に，多くの疑問をもつにいたつた。

そこでまず塩川層の層序を解析し，あわせてその周辺の火山と塩川層の関係を明らかにしようとして，われわれは共同研究をおこなつた。すなわち，1954 年・1955 年の両年にわたつて，田口は立科火山と塩川層の一部を，甲田は浅間火山西部地域と塩川層を，石和は塩川層の全域を，飯島はこれらの全地域にまたがる調査をした。

いままで八木貞助[2]は，塩川層を千曲層と称し，象(*Elephas namadicus naumanni* MAKIYAMA)の歯の化石を多数報告して[3][4]，その地質年代を洪積世にしている。本間不二男[5]は，これらの地層を塩川層と称し，第三紀末の地塊運動によつて生じた凹地に，堆積した洪積世の地層であるとしている。大塚弥之助[6][7]はフオッサ・マグナ褶曲帯の褶曲期を前我時代と考え，それが柵累層後，塩川層以前の間にあるものと考えたようである。

しかし，いわゆる塩川層は小川累層に整合的に移化していて，いままでいわれてきたように dl_I の堆積層ではない。塩川層より産出したものとして報告されている，ナウマン象の歯の化石も，確実に同層より発掘されたことが，わかつているものはなく，はなはだしいばあいには，河床から転石として拾われたものが，同層から産出したように報告[3]* されている。また地層から産出したと思われるものでも，それは小諸層群に斜交不整合の関係で，重なつている岩尾累層から産出したものであることがわかつた。また，いわゆる塩川層の堆積盆地の形成は，周辺の烏帽子火山・立科火山・浅間火山などと密接に関連しあつていることなどがわかつたので，本編では，これらの点について述べてみたいと思う。

I. 層　　序

第　1　表

本間の分類			筆者等の分類				
時代			海成層	陸成層			時代
洪積世	塩川層			岩尾累層			洪積世
				瓜生坂累層	小諸層群		鮮新世前期
				布引累層			
				上部大杭累層			
鮮新世	柵層			下部大杭累層			中新世後期
中新世	小川層		小川累層				中新世中期
	青木層		青木累層				
	別所層		別所累層				
	内村層		内村累層				

i) 基　　盤

小諸層群が分布している地域の西部より北西部の地域には，基盤岩として，下部より内村累層・別所累層・青木累層・小川累層などの中新統が，すべて整合に重なつて，分布している。これらの地層

* 象の歯を発見した，南佐久郡岸野村相浜の碓井五助氏の案内により，それは石月川の川底より魚網にかかつてひろわれたものであることがわかつた．

の概略と，小諸層群との関係をのべればつぎのごとくである。

1. 内村累層

丸子町深山より長窪古町にいたる依田川流域に分布し，主として緑色火山岩類よりなる。深山では上部大杭累層の礫岩層が緑色火山岩類に不整合の関係で接している。

2. 別所累層

丸子町鋼嶽堂附近では *Cyclammina* およご魚の鱗の化石をふくむ黒色頁岩層・礫岩層・粗粒砂岩層で，走向と傾斜は，N 70°W と 75°N である。依田川東岸には本層の分布を見ないので，小諸層群との関係は不明である。しかし小県郡殿城村虚空蔵山附近では，本層が N 80°E と 30°S の走向と傾斜を示しており，その上位には斜交不整合の関係で，ほとんど水平な構造をもつ布引累層が接している。

3. 青木累層

砂岩層・泥岩層・礫岩層（径 5 cm 以下の古生界・中生界・内村層起源の礫をふくむ）より構成され，鋼嶽堂，生田附近では走向と傾斜は，N 70°～60°W と 70°～60°N である。また殿城村大日木およご氷沢では，砂岩層・泥岩層の互層が認められ，走向と傾斜は，N 80°E と 55°～50°S で，布引累層と不整合の関係にある。

4. 小川累層

砂岩層・泥岩層・礫岩層（チャート・珪岩・流紋岩・まれに角閃石石英安山岩・玄武岩の礫をふくむ）より構成され，青木累層にくらべて礫岩層は厚く，礫も長径 15 cm 以下の大形となるが，砂岩層と泥岩層は薄くなり，また連続性のない何枚かの亜炭層をはさんでいることが特徴である。

したがつて本地域の青木累層と小川累層の境界は，亜炭層のふくまれてくる層準にこれをもとめた。走向と傾斜は，丸子町飯沼では N 60°W と 50°N，上田市小牧では N 60°～50°E と 20°～10°S である。神川小学校の南方では，下部大杭累層の礫岩層に，整合関係でうつりかわる。小県郡豊里村長入では主として砂岩層と泥岩層の互層で，これに礫岩層の薄層をはさむ。礫の大きさは長径 3～5 cm で，膠結度が高く，安山岩礫はほとんどない。また烏帽子火山の基底熔岩類に整合に重なり，走向と傾斜は，N 70°～60°E と 50°～40°S である。

ii) 小諸層群

1. 下部大杭累層

定　義　小諸層群の最下位の累層で，下限はこれまでの小川層の亜炭といわれていた，亜炭層の上限にあつて，上限は，上部大杭累層の熔結凝灰岩層の下限をもつて境とする。凝灰岩質砂岩層と泥岩層の薄層をはさむ，主として礫岩層・凝灰角礫岩層の互層で，下限は小川累層に連続移化し，上限は上部大杭累層に連続移化する。

標準露頭　丸子町梨平より西方千曲川の両岸約 1000 m にわたる。

層　厚　梨平では約 250 m。

分　布　上田市須川より東方に扇状に分布し，依田川の東部では金井より丸子町にいたり，南北性に帯状に分布する。長入と小諸市東沢に小分布をみる。

層相ならびに構造　梨平附近では，下半部は礫岩層が主で，これに連続性の乏しい層厚 1 m前後の凝灰岩質砂岩層と泥岩層をはさむ。礫岩層はおもに烏帽子火山群の基底をなす黒色安山岩と玄武岩の礫からできていて，まれに烏帽子火山の西部に分布する角閃石石英安山岩礫と内村層起源の輝緑岩礫・古生界・中生界起源のチャート礫・硬砂岩礫・流紋岩礫・花崗岩礫をふくむ。地層の上半部は主として礫岩層と 3 枚（層厚 50 m, 30m, 10 m）の凝灰角礫岩層の互層よりなり，これに層厚 4 m の

軽石質凝灰岩層，埋木をふくむ層厚 1.5 m の泥岩層，層厚 0.5 m の粗粒砂岩層をはさむ。礫岩層は下半部と同質のものである。一般走向と傾斜は，N 60°E と 10°S である。梨平西方 1500 m では，下限の亜炭層が不明のため，黒色安山岩礫をもつて小川累層と境した。本地点では梨平附近の3枚の凝灰角礫岩層は1枚にしゆうれんし，角礫もすくなくなる。黒色細粒砂岩層，粗粒砂岩層，褐色泥岩層の薄層をはさむが，連続性にとぼしい。一般走向と傾斜は，N 80°E と 45°S である。梨平西方 1500 m より須川にかけては，凝灰角礫岩層の部分が極度に風化され，須川湖北方では，これに相当する凝灰角礫岩層が礫岩層と整合関係にある。

旧依田村役場の北西の沢には，小川累層に属する2枚の亜炭層があるが，その上位にある礫岩層には，梨平附近で認められる黒色安山岩礫は極めてすくなく，古生界起源の礫が卓越している。礫岩層の上位には梨平附近より続く層厚 4 m の軽石質凝灰岩層，層厚 20 m の礫岩層，植物化石（第3表参照）を多量にふくむ淡青色泥岩層・礫岩層・凝灰角礫岩層が重なつている。一般走向と傾斜は，N 50°W と 40°N である。丸子町飯沼より尾野山にいたるバス道路では，下位より層厚 20 m の凝灰角礫岩層と，砂岩層・泥岩層の薄層をともなう 10 m の礫岩層よりなる。一般走向と傾斜は，N 30°W と 65°N である。

上述のごとく，依田川より西方においては，東側に開いた向斜を形成しているが，向斜軸部で凝灰角礫岩層・礫岩層はともに厚く南するにつれて薄層となり，また黒色安山岩礫のすくなくなることが特徴である。

長入では主として梨平附近と同質の礫岩層よりなり，これに凝灰岩層・凝灰岩質砂岩層・凝灰角礫岩層・淡青色泥岩層の薄層をはさむ。一般走向と傾斜は，N 75° E と 50°～40° Sである。梨平附近の凝灰角礫岩層は，長入では極めて薄く，黒色安山岩礫は大形（長径 20 cm）で，亜角礫の混在することが特徴である。依田川東部では，露頭は極めて悪いが，礫岩層は向斜軸の両翼とほぼ同質で，ただ丸子町山崎と中丸子附近の礫岩層中に，内村累層の緑色火山岩類の礫が著しくなるのが特徴である。丸子町三反田（リンタンダ）附近には砂岩層・泥岩層の互層中に層厚 30 cm 内外の2枚の亜炭層があり，その上位には前述の礫岩層を認める。全体としてやや東傾斜を示し，内村累層に不整合に重なる。

これらの地層は標式地の梨平との直接の関係は明らかでなく，また狐塚および中丸子附近の熔結凝灰岩層にはさまれる地層であるかもしれないため，ここでは下部大杭累層にふくめたが，その層位の決定は今後に残された問題である。

2.　上部大杭累層

定　　義　下限は熔結凝灰岩層で下部大杭累層に整合に移化し，上限は布引累層に連続移化する。全般に凝灰岩層の薄層をはさむ礫岩層・砂岩層・泥岩層の互層である。

標準露頭　小諸市大杭（オオクイ）の千曲川西岸。

層　　厚　大杭では約 150 m。

分　　布　おもに千曲川南部に発達し，大杭より布下（ヌノシク）にいたる千曲川流域と依田川東岸高地，北部では，和村田沢（カノオタ），禰津村姫子沢（ネヅヒメコ），小諸市東沢などに小分布をみる。

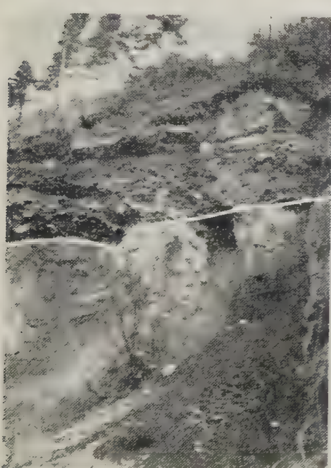
層相ならびに構造　本累層は本間のいう塩川層の最下部を構成する地層である。

小諸市大杭では，下部より，本質岩片・異質岩片をふくむ軽石質凝灰岩層と熔結凝灰岩層・凝灰角礫岩層および礫岩層・砂岩層・泥岩層の互層よりなる。軽石質凝灰岩層は通称雛刀岩（ナギナタイワ）の背斜軸の最下部に観察され，黒色安山岩・チャートなどの異質岩片とガラス質安山岩の本質岩片をふくみ，また炭化の極度に進んだ木幹が観察される。

礫岩層は5枚あり，礫質は下部大杭累層の礫と同じである。礫岩層にはさまれる凝灰角礫岩層は厚

さ 6 m で，角礫は，烏帽子火山群に属するゴトミキ火山岩類からできていて，多孔質で粗しような，斜長石の斑晶がめだつ，含角閃石複輝石安山岩である．砂岩層は概して粗粒で，交叉ラミナが発達し，泥岩層は暗黒色ないし淡青色で，いわゆる硬質頁岩層も観察される．本泥岩層からは，第3表のような植物化石を産する．一般走向と傾斜は，雄刀岩の東南部河床附近では，N 50°E と 90°～80°S であるが，崖の上方に向うにつれて，しだいに緩傾斜となり，トンネル附近では N 50°E, 40°S となる。

上ノ平（ウワダイラ）の下曲川流域では異質ならびに本質岩片をふくむ軽石質凝灰岩層と泥岩層・砂岩層・礫岩層・凝灰岩層の互層よりなり，層厚は 60 m である．本地点では，下部には軽石質凝灰岩層が厚く，上部には礫岩層が優勢で，中にはさまれる泥岩層と砂岩層は，凝灰岩質である．白色凝灰岩層の2層（層厚 40 cm，1 m）と粗粒砂岩層には，炭化した木幹が認められる．一般走向と傾斜は，N 40°E と 20°W で，大杭背斜の北翼にあたる．繰矢（クリヤ）川では，下曲川の合流点より約 300 m のぼつた地点に，大杭背斜の延長とみなされる N 60°E 方向の背斜軸が想定される．この背斜軸の北西翼には，最下部に厚さ約 70 m の熔結凝灰岩層があり，その上位に層厚 20 m の砂岩層・礫岩層・泥岩層の互層が整合に重なり，さらにその上位には漸移の関係で熔結凝灰岩層が重なる。一般走向と傾斜は，N 60°E と 30°N である。また本地点では，この北西翼を構成する前述の地層に斜交不整合の関係で，岩尾累層が重なる。



第1図　繰矢川不整合

写真の下半部は上部大杭累層で上半部は岩尾累層である．斜交不整合を示す．

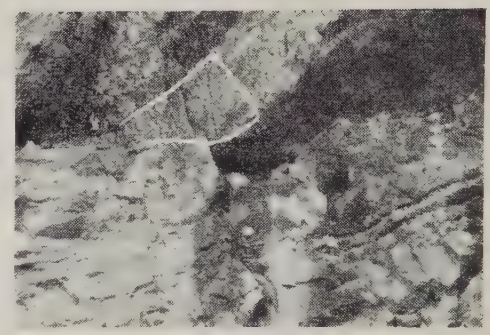
南東翼では，下部に層厚 95 m の本質軽石質凝灰岩層があり，中に泥岩層・砂岩層・亜炭層の薄層をはさむ。上位には層厚 20 m の礫岩層・泥岩層の互層があり，それぞれ整合に重なる。一般走向と傾斜は，N 60°E と 80°S である．また背斜軸部の下部熔結凝灰岩層と本質軽石質凝灰岩層とは，層厚 13 m の砂岩層・泥岩層をはさんで整合関係にある。

東沢では下部大杭累層と思われる凝灰岩質砂岩層の上に，熔結凝灰岩層が漸移の関係で重なる．層厚は約 180 m で，下部の 20 m は厚さ 4 cm，長径 15 cm 以下のちみつで，扁平な，ガラス質岩片をふくむ典型的な熔結凝灰岩で，その上部は礫岩層・硬質頁岩層・砂岩層の薄層をはさむ熔結凝灰岩層ならびに軽石質凝灰岩層である．上部の熔結凝灰岩層にはさまれる硬質頁岩層・砂岩層は，ともに熔結凝灰岩層と漸移の関係にある．下部の典型的な熔結凝灰岩層と，そのすぐ上位にある礫岩層との関係は，整合と解されるが，接触点は不明である。硬質頁岩層には保存のよい植物化石を産する（第3表参照）．また軽石質凝灰岩層にはさまれる白色泥岩層には，3層の漣痕を認めた。一般走向と傾斜は，N 30°～20°E と 30°～20°W である．

布引（ヌノビキ）より布下にいたる間では，砂岩層・泥岩層・軽石質凝灰岩層の互層で，布引累層と整合の関係にある。布下の泥岩層・砂岩層・軽石質凝灰岩層の互層は下流の境（サカイ）橋西方 500 m 地点まで追跡され，さらに下流では軽石質凝灰岩層は侵蝕のため観察されないが，その下位層である泥岩層と砂岩層が，羽毛山（ハケヤマ）橋東方 100 m まで連続して下位の礫岩層に移化するようすが観察される。この礫岩層は田中橋をへて郷仕川原（ゴウシガワラ）発電所まで連続する。布引観音の対岸より島川原発電所まで長く連続して分布している地層は，標式地（大杭）と連続していないので，両者の関係は直接につかめないが，両者はともに布引累層と接する層準にあること，層相が似ていることなどから一連のものと解される。

松葉川上流の浦久保にいたる沢では，砂岩層·泥岩層·礫岩層の互層が分布しており，層厚は 40 m

である。砂岩層には交叉ラミナが観察される。本地点では，他の地域との関係は不明であるが，布引累層との関係および層相から，これを上部大杭累層と推定した。松葉川の上流藤原田東方では，礫岩層と凝灰角礫岩層が層理を欠き，相互にかく乱された形で，布引累層に移化するのが観察される。依田川下流の東郷橋には，熔結凝灰岩層の好露頭があり，熔結凝灰岩に厚さ 1 cm，長径 10 cm 以下の扁平でちみつなガラス質岩片を認める。



第　2　図

小諸市東沢の熔結凝灰岩層にはさまる凝灰岩質泥岩層の中の漣痕を示す．
写真は下方より上方を仰角 45° 位でうつしたもので，中央の部分が漣痕を示す．

茂沢の西南西 500 m の小池の南では，熔結凝灰岩層の下部に 10 cm 大の黒色安山岩礫にとむ礫岩層があり，下部大杭累層に移化する。一般走向と傾斜は N 25°E と 30°W である。

塩川村狐塚にも東郷橋と同質の熔結凝灰岩層の分布をみるが，下部大杭累層との関係は不明である。一般走向と傾斜は N 25°E と 30°W である。丸子町中丸子東方の箱山城趾，火葬所南東 100 m 地点では，熔結凝灰岩層が下部大杭累層の礫岩層と上部大杭累層の礫岩層とにはさまれており，火葬所西方 200 m 地点で尖滅する。丸子町深山では熔結凝灰岩層は観察されないが，礫岩層・泥岩層の互層に亜炭層の薄層をはさむ地層があり，上部は布引累層に移化しており，下部は内村累層に不整合に重なる。

3.　布引累層

定　　義　下限は上部大杭累層に整合で移化し，上限は瓜生坂累層に漸移する。主として凝灰角礫岩層であり，軽石層・火山性砂岩層・凝灰岩層の薄層をはさむ。

標準露頭　北佐久郡北御牧村布引観音の附近。

層　　厚　布引観音の崖で 150 m。

分　　布　依田川東岸流域・鹿曲川・布施川・布引附近の千曲川南部など，千曲川以南におもに分布し，北部では繰矢川上流・東沢・豊里村氷沢・殿城村虚空蔵山に分布をみる。

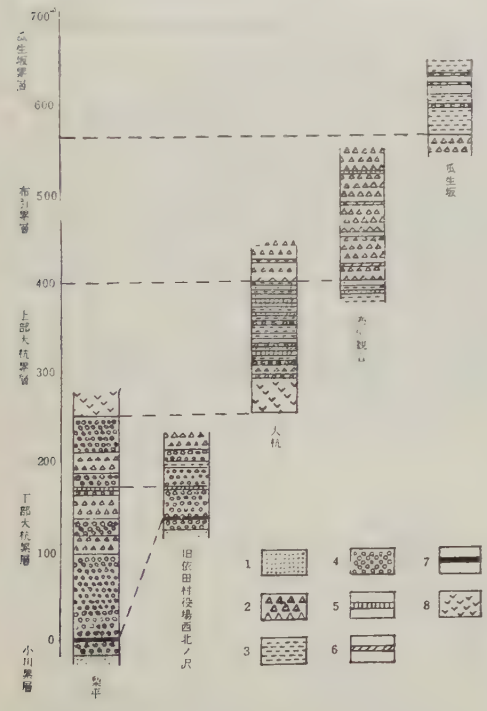
層相ならびに構造　本累層は主として火山性堆積物より構成され，一般に層理を欠き，岩相変化が著しいこと，上部大杭累層と接する層準に泥岩の偽礫が多く混在され，また凝灰角礫岩中には珪岩および硬砂岩の円礫の多く存在することなどが特徴である。

上部大杭累層との関係は，布引観音の対岸で，上部大杭累層の泥岩層と布引累層の下限を構成している黒色粗粒な凝灰岩質砂岩層が漸移の関係にあり，宮沢トンネルの下では，本累層の凝灰角礫岩層が上部大杭累層の泥岩層・砂岩層・礫岩層と互層関係で重なり，松葉川上流では，凝灰角礫岩層と礫岩層，および泥岩層が層理を欠き，相互にかく乱された形で接している。またこの関係は深山においても観察できる。本累層は下位の累層との接触関係から，同一層準にあるとみなされるものも，地域によつて層相を異にしている。布引観音参道ぞいの崖は，下部より灰黒色凝灰岩質粗粒砂岩層・凝灰岩層・火山礫岩層の薄層をはさむ層理のよく発達した凝灰角礫岩層で，角礫はおもに黒色でちみつな，塩基性複輝石安山岩と黒色ガラス質で斑晶のめだたない複輝石安山岩からできており，後者は周辺の火山に産出をみない本累層特有の岩石である。宮沢トンネル附近では，少量の砂岩質凝灰岩層のはさみをもつが，一般に層理は不明瞭で，中に泥岩の巨大な偽礫をふくんでいる。角礫は黒色でちみつな安山岩と多孔質で黒色の安山岩である。松葉川流域では一部に泥岩層・砂岩層・礫岩層・軽石層の

薄層をはさむが，全般に固結度の低い凝灰角礫岩層で，角礫はおもに烏帽子岳や三方ケ峰の下部熔岩よりもたらされた複輝石安山岩である。丸子町深山では，上部大杭累層に層厚 10 m の凝灰角礫岩層および礫岩層・含黒雲母軽石層・チヨコレート色泥岩層が重なつており，他の地域に比較して，凝灰角礫岩のすくないのが特徴である。本地点に分布する含黒雲母軽石層は，布施川流域・丸子町・長窪古町にも分布する。古町では，古町東方において火山性黒色砂岩層・褐色泥岩層および水磨度の低い火山礫岩質の礫岩層よりなり，礫岩は烏帽子岳安山岩のみである。豊里村氷沢・殿城村虚空蔵山には，含黒雲母軽石層の下に，不完全な層理を示す，主として烏帽子岳の初期火山抛出物よりなる角礫凝灰岩層と火山礫岩層が観察される。本累層にふくまれる含黒雲母軽石は，小牧火山の最末期活動によつてもたらされたものであろう。小諸市大久保橋附近の角閃石安山岩を多量にふくむ凝灰角礫岩層は，本累層の上部をしめるものである。

本累層に関係した熔岩類の活動は千曲川ぞいの大久保橋・氷（コオリ）・羽毛山（ハケヤマ）・北御牧村山崎で観察され，氷および山崎では，凝灰角礫岩層との直接の関係はつかめないが，大久保橋における熔岩は，同一岩質の岩石を，周囲の凝灰角礫岩層の中へ角礫として供給しており，羽毛山では，熔岩流が同じ岩質の凝灰角礫岩層の中にはいりこんでいる。以上の 4 か所に露頭をみる火山岩は，ともに含かんらん石複輝石安山岩で，性質を等しくしているのでいずれも同一時の活動と解釈できる。

一般走向と傾斜は，大杭背斜の南翼で中心部が N 60°E と 30°S，宮沢トンネルでは N 60°E と 50°E，北翼では上ノ平で N 40°E と 15°W である。松葉川入口では極度に地層がもめているが，中流および上流では一般に 10°E 内外の傾斜を示している。丸子町深山・長窪古町・氷沢・虚空蔵山では，ともに水平である。



第 3 図　いわゆる塩川層地域の地質柱状図

(1) 砂岩層，(2) 凝灰角礫岩層，(3) 泥岩層，(4) 礫岩層，(5) 軽石質凝灰岩層，(6) 凝灰岩層，(7) 亜炭層，(8) 熔結凝灰岩層

4.　瓜生坂累層

定　　義　小諸層群の最上部の累層で，下限は布引累層に連続移化し，上限はローム層または岩尾累層に不整合におおわれる。主として珪藻土層・泥岩層・砂岩層・礫岩層・火山礫岩層より構成される。

標準露頭　立科村望月（モチヅキ）東方の瓜生坂（ウリウザカ）および高瀬村相浜（アイハマ）のお寺の東方千曲川断崖。

層　　厚　瓜生坂では 60 m，相浜では 48 m。

分　　布　おもに本地域の南部に分布し，北部では侵蝕をうけて分布がせまく，わずかに繰矢川の上流乙女（オトメ）・山浦・上ノ平に小分布をみる。分布高度はおよそ 700 m から 1000 m までである。

層相ならびに構造　本累層の特徴は，下部に珪藻土がひろく分布し，上部には層相の横の変化が著しい地層の発達することである。珪藻土は南御牧村百沢（モモザワ）・布施川流域・大杭採石所・小諸市小原（コハラ）・小諸市西浦・芦田川上流の観音寺・芦田村上房（カンボウ）・横鳥村箱畳（ハコダタミ）などに観察される。本累層からは，第 2 表のごとき珪藻が報告されている。

瓜生坂では，下部は層厚 10 m～15 m の，こまかい

層理が発達した珪藻土層であり，上部は火山性黒色砂岩層・泥岩層・火山礫岩層の互層である。一般走向と傾斜は，N 10°E と 10°E である。布施川では瓜生坂よりのびる泥岩層・砂岩層の互層がみられ，走向と傾斜は，N 40°E と 10°E または水平である。相浜では凝灰岩質細粒砂岩層と凝灰角礫岩層の互層で，千曲川の水面より 4 m 高所の凝灰岩質砂岩層には，しばしば交叉ラミナが発達し，また著しい層内褶曲が観察される。上部は主として火山性砂岩層と火山礫岩層で，なかに凝灰岩質砂岩層と泥岩層の薄層をはさむ。

相浜の対岸および 200 m 下流の千曲川の水面下では，布引累層に属する凝灰角礫岩層と瓜生坂累層に属する泥岩層が互層し，両累層は連続移化の関係にある。この泥岩層より Metasequoia disticha を産する（第3表参照）。本層は一般にほとんど水平である。

五郎兵衛新田村根岸より石月川にかけては，凝灰角礫岩層・凝灰岩質砂岩層・硬質砂岩層・火山性砂岩層・火山礫岩層が発達し，石月川をへて相浜に連続する。石月川上流では岩尾累層が不整合でおおっている。地層は 8° 以内の傾斜を示すところもあるが，一般に水平である。雨田村山辺附近では砂岩層・泥岩層・礫岩層に，層厚 50 cm 内外の亜炭層をはさみ，宇山・長沢古町西方の沢に連続する。笠取峠の標高 900 m 地点では，火山性黒色砂岩層・褐色泥岩層の互層で，地層中に植物の破片を認める。一般走向と傾斜は，N 85°W と 10°N である。蟹窪より岡森にいたる峠では，礫岩層・砂岩層・泥岩層の互層で，走向と傾斜は，NS と 10°E である。

第　2　表*

Caloneis silicula (Ehr.) Cleve	*Navicula Reirhardtii* Grun.
Cocconeis diminuta Pantocsek	*Odontidium mutabile* W. Smith
Cocconeis placentula Ehr. var. *lineata* (Ehr.) Cleve.	*Odontidium Harrisonii* W. Smith
Cyclotella operculata Kütz.	*Pinnularia distinguends* Cleve
Cymbella Ehrenbergii Kütz.	*Pinnularia stauroneiformis* W. Smith
Cymbella lacustris (Agardh.) Cleve	*Pleurosigma lacustre* W. Smith
Epithemia alpestris W. Smith	*Stauroneis Phaenicenteron* Ehr.
Epithemia Hyndmanii W. Smith	*Stephanodiscus aegypticus* Ehr.
Epithemia Sorex Kütz.	*Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *intermedia* Fricke
Epithemia Zebra Kütz.	*Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. var. *spinulosa* Grun.
Enuotia ocellata (Ehr.) Kütz.	*Tabellaria fenestrata* Kütz.
Gomphonema dichotomum Kütz.	*Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Smith
Melosila granulata (Ehr.) Ralfs	*Fragments of Surirella splendida* Kütz.
Navicula elliptica (Kutz.) Cleve	*Sponge spicules.*
Navicula menisculus Schum.	
Navicnla pupuls Kütz.	

iii) 洪　積　層

1. 岩尾累層**

定　義　小諸層群に斜交不整合の関係で重なり，一般に浅間火山の灰流におおわれる。主として浅間火山群起源の凝灰角礫岩より構成される地層である。

標準露頭　高瀬村岩尾城趾および繰矢川中流の小原附近。

層　厚　岩尾城趾では 15 m。

層相ならびに構造　中津村耳取以北に分布する本累層は火山性砂岩層・火山礫岩層・礫岩層の薄層

* 本累層からは市川渡[8]の鑑定による珪藻が多数報告されているが，そのうちの標式的な大杭の採石所のものを掲載した。

** 本累層は八木貞助の岩尾層[2]である。

をはさむ，不完全な層理を示す凝灰角礫岩層である。

小諸市布引の対岸では，火山性砂岩層・火山礫岩層をはさむ，おもに三方ケ峰・高峰山・黒斑(クロフ)山の火山岩よりなる凝灰角礫岩層であり，繰矢川では礫岩層と砂岩層の上に，黒斑火山起源の凝灰角礫岩層がのっている。高瀬村相浜では，瓜生坂累層を切って，凝灰角礫岩層が重なり，岩尾城趾では凝灰角礫岩層中に礫岩層・凝灰岩質砂岩層のレンズをはさみ，上部は軽石層に移化する。本累層は全般にわたり水平である。南御牧村八幡(ヤワタ)附近には，岩尾累層と同時期の堆積と解される，厚い扇状地層が存在し，八木貞助の報告している八幡産の象の臼歯の化石は本層より産出したものである。

2. ローム層

前記累層および瓜生坂累層と不整合関係にあり，層理を欠き，黄褐色ないし茶褐色で粗粒の火山灰質の物質より構成されている地層を，一括してローム層とよぶ。本層は観察できる露頭がきわめてすくないため，露頭の追跡と分布をさだめることは困難である。

北御牧村鶴(ツルヌマ)沼の小中学校附近では，茶褐色のローム層と黄褐色を呈したローム層が不完全な層理をなしており，中に層厚 10 cm の軽石層をはさんでいる。御牧ケ原経営伝習所附近では，厚さ 30 m と推測されるローム層をみるが，詳細は明らかでない。北御牧村八重原(ヤエバラ)の明神池(ミョウジンイケ)附近では，一般に茶褐色を呈し，土壌化は進んでいない。まれてはあるが，長径 50 cm ほどの安山岩の角礫が観察される。横島村平林附近ではロームは極度に土壌化されている。小諸層群西部地域では，比較的粗粒で黄褐色を呈し，中には金色化した黒雲母，0.3～0.5 mm の石英が多量に観察されるが斜長石はすくない。

II. 地 質 構 造

i) 須川向斜

向斜軸は，須川(スガワ)と尾野山(オノヤマ)を結ぶ地域に想定され，南翼の走向と傾斜は，御嶽堂で N 70°W と 75°N・生田では N 60°W と 50°N・旧依田村伐場裏で N 50°W と 20°N・須川湖西南 200 m 地点で N 50°W と 40°N であり，北翼の走向と傾斜は，虚空蔵山附近で N 80°E と 30°S・大日木では N 80°E と 55°S・長人では N 60°～70°E と 40°～50°S・神川小学校南方の千曲川南岸（弘法大師社附近）では N 60°E と 10°S・小牧では N 65°E と 20°S・神畑(カバタケ)（地質図外）では N 55°E と 30°S である。

上記のごとく，向斜の南翼地域では，N 60°～70°W と 50°～70°N を示し，北翼地域では N 55°～80°E と 20°～70°S を示し，須川湖を中心に東方地域に向って開放された向斜である。この向斜を須川向斜と称する。

ii) 大杭背斜

小諸市宮沢のトンネルの下，千曲川西岸（通称薙刀岩）では，上部大杭累層と布引累層が，ともに走向と傾斜は N 50°～60°E と 60°～90°S を示し，トンネル内では N 60°E と 10～20°S を示す。本地点より北方の上ノ平では上部大杭累層が，N 45°E と 10°～20°N を示す。

背斜構造は，繰矢川に分布する上部大杭累層にも存在し，ここに宮沢トンネルより繰矢川の中流を結ぶ背斜軸を想定する。標式地の大杭にちなんで大杭背斜と称する。

iii) 断　　層

羽毛山橋東方 100 m の千曲川北岸には，南北性，西に 30° の断層面を有する小断層を認め，上盤は布引累層の凝灰角礫岩層，下盤は上部大杭累層の砂岩層・泥岩層の互層である。布引観音より西方 500 m の千曲川北岸には，南北性，西に 30° の断層面を有する小断層が認められ，上盤は布引累層

の凝灰角礫岩層，下盤は上部大杭累層の砂岩層・泥岩層の互層である。久保の千曲川東岸では，断層面は崩壊物でおおわれているために明らかでないが，布引累層と上部大杭累層が断層で接している。走向と傾斜は不明である。

iv)　いわゆる千曲川断層について

いままで八木および本間は，布引観音附近の千曲川北岸と南岸の地形差を逆断層によつて，すなわち南岸地域が 150 m ずり上つたことによつて説明し，これを千曲川断層[2)5)8)]と称していた。しかし筆者等の調査ではそのような断層の証拠を認めることはできなかつた。布引より布下にいたる千曲川の両岸には，砂岩層・泥岩層の互層の連続露頭が観察され，両岸の千曲川の水面上 1 m の位置に，同質の軽石質凝灰岩層が観察され，この間に断層の事実はない。また布引観音地域の両岸には千曲川の水面上に同一高度を示して布引累層が，上部大杭累層に重なつており，この間にも断層の事実はない。

なお，いままでいわれてきたような性質の千曲川断層は，上田市より小諸市にわたる地域では，その存在を認めることができない。筆者等は，このような千曲川流域の地形の差は，千曲川の侵蝕によつておこつたものであると考えている。

III. 地　質　年　代

小諸層群の地質年代は，堆積盆地の発達過程・化石の資料・層相ならびに層厚などから考察して，つぎのように総括される（第1表参照）。

i)　小川累層の下位層である青木累層は，現在の知識では中部中新統といわれている。また小川累層の上位層である柵（シガラミ）累層は *Turitella saishuensis* などの産出する事実によつて，鮮新統であることは間違いない。したがつて小川累層は，上部中新統と解するのがもつとも妥当である。

ii)　筆者等が下部大杭累層とした礫岩層は，いままで小川層とされてきた地層の一部をふくみ，かつ両者は漸移的にうつり変つている。

iii)　この一連の地層を海成層の小川累層と陸成層の下部大杭累層とに区分したのは，浅海成層の小川累層には亜炭層があるが，下部大杭累層には亜炭層がないこと，および下部大杭累層から黒色安山岩類の礫岩が優勢となることなどの理由によるものである。

すなわち小諸層群が堆積盆地の周辺の火成活動によつて，小川累層堆積当時（中新世後期）の末期より堆積盆地に変化をきたし，長野区と小諸区（第4図参照）に分化した。なかでも烏帽子火山群に属する黒色安山岩および玄武岩の活動によつて，これまでと堆積環境に変化が生じたと考えられる。その結果長野区は浅海性地層の堆積をけい続したが，小諸区では，陸成層の下部大杭累層を堆積した。

このように長野区の小川累層と小諸区の下部大杭累層は同時異相の関係にあるので*，下部大杭累層は中新世後期とした。

iv)　熔結凝灰岩層をもつて，下部大杭累層と上部大杭累層とに区分したわけは，熔結凝灰岩の活動をけい機として，小諸層群の堆積盆地が飛躍的にかく大，発展した**とみられるからである。

上部大杭累層からは *Liquidambar formosana* HANCE および *Fagus ferruginea* AIT., *Metasequoia japonica* ENDO などを産出することから，その地質年代は中新世ないし鮮新世と解

---

*　上記のごとく，すくなくとも両累層の下部は同時整合漸移関係から，同時異相の関係を明りようにしめすが，両累層全体も同時異相にあるものと解釈される。

**　この機構については，追つて詳細に述べる予定である。

釈されるが，前述のような堆積盆地の発達過程から考察して，上部大杭累層は，ひとまず鮮新世とした。

v) 布引累層からは化石を産出しない。

vi) 瓜生坂累層からは *Metasequoia disticha* Miki を産出するので，その地質年代は中新世ないし鮮新世と解釈されるが，前述の諸関係から鮮新世とした。

vii) 上部大杭累層以上の地層は，層厚 500 m と計算されるが，布引累層は凝灰角礫岩層であり，瓜生坂累層には，火山性堆積層が多いことなどからして，全層は比較的短時間のうちに堆積を完了したものと解釈される。

したがつて，熔結凝灰岩の活動以後は堆積盆地が急速にかく大し，上部大杭累層・布引累層・瓜生坂累層が相ついで短時間のうちに堆積したものと解釈される。また，洪積統の岩尾累層は，これらの地層をいちじるしい斜交不整合でおおつており，その間にかなりの時間の間げきが考えられるので，筆者等は以上の3累層を鮮新世の前期の堆積と考えている。

第　3　表

化石名	小川累層**	下部大杭累層	上部大杭累層	布引累層	瓜生坂累層
Acer pictum Thunb.	×		×		
Bambusium Yadakeides sp.	×				
Betula Brongniarti Heer	×				
Betula cf. *Ermanii* Cham.	×				
Betula sp.		×			
Buxus japonica Muell*			×		
Carpinus japonica Blume		×	×		
Carpinus Betulas L.	×				
Carpinus Tschonoskii Maxim.			×		
Euryale akashiensis Miki			×		
Fagus crenata Blume		×			
Fagus intermedia Nath.	×	×			
Fagus japonica Maxim.		×			
Fagus ferruginea Ait.*			×		
Liquidambar formosana Hance*	×		×		
Metasequoia japonica Endo			×		
Metasequoia disticha Miki*			×		×
Picea Maximowizii Regel		×			×
Populus sp.	×		×		
Quercus sp.	×				

* 北佐久郡誌[8]による。

** 小川累層産の化石は信濃中部地質誌[5]による。

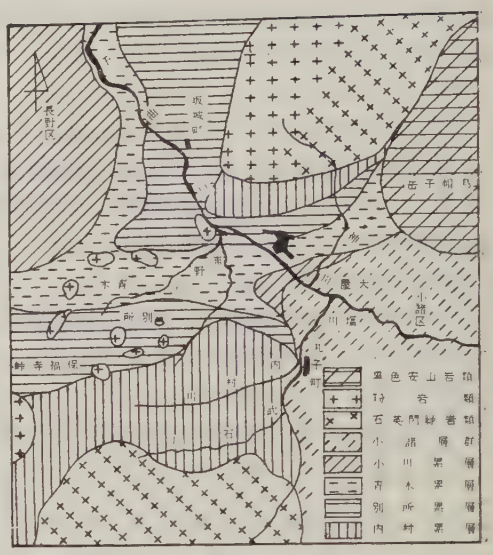
viii) 以上のべたことから，小諸層群の地質年代は，下部大杭累層を中新世後期，上部大杭累層・布引累層・瓜生坂累層を鮮新世前期と考える。

IV. 火成活動および構造発達史

小諸層群の西端地域と北端の隣接地域は，緑色凝灰岩よりなる内村累層の地域である。内村累層には石英閃緑岩の迸入があり，迸入時期は，内村累層末期の富士安山岩類以後とされている[9]が，別所累層上部と青木累層下部の礫岩層中には石英閃緑岩，内村累層の火山岩類が礫として供給されている事実から，すくなくとも別所累層上部の堆積時には，内村地域は侵蝕区に転じていたと解される。内村地域の上昇は堆積区を北方にしりぞけ，一方北部では，別所累層をつらぬく広域の玢岩・石英閃緑

岩の迸入があつて，堆積区を南方にしりぞける傾向にあつた。

青木累層はこうした2つの地域にはさまれた地区に堆積するような環境にあつた。しかるに，内村地域と北部地域を結ぶ直線的な地帯（北北東ないし南南西）はひきつづき上昇を続け，本地域に見られる小川累層のような浅海性層の堆積をしつつ，ついに小川累層中期になつて堆積盆地は，北北西の方向（長野区）と南南東の方向（小諸区）に完全に分化した。小川累層堆積の初期に北端隣接地域には玄武岩・黒色安山岩等の大規模な噴出があり，つづいて角閃石石英安山岩の噴出があつて，全般に隆起の傾向にあつた。



第4図　いわゆる塩川層地域の堆積盆地の分化を示す模式図

ここに小諸層群の堆積盆地の形成がより明確となり，下部大杭累層に礫岩として前記火山岩類を供給した。下部大杭累層の末期より，北部は長入から南部は丸子町にかけて，堆積盆地は扇形にごろがりだすが，このころ，ひきつづいて噴出口不明の熔結凝灰岩が広域に活動し，堆積盆地は急速にかく大した。そして，布引累層を一時に堆積するような素地を生じたものと解される。

上部大杭累層の堆積時期には，烏帽子火山群では，ゴトミキ火山岩類の活動があり，つづいて烏帽子岳が活動にはいつた。布引累層の堆積時期には，まず布引火山が想定され，多量の火山噴出物を布引附近に堆積し，同時に，すでに活動を開始していた烏帽子岳・三方ケ峰の噴出物が泥流の形でおもに西部に堆積した。つづいて羽毛山火山が活動し，噴出物をその附近に堆積したと推定される。小牧地域には角閃石黒雲母石英安山岩の活動があり，豊里村氷沢，丸子町深山，長窪古町にかけて軽石質の角閃石黒雲母石英安山岩の厚層を堆積した。布引累層の堆積時期の諸火山の活動によつて，堆積盆地は北方より除々に隆起し，瓜生坂累層を南部に厚く堆積する環境になつた。

しかるに瓜生坂累層の層相からわかるように，このころから立科火山の活動がはじまつたものと解され，南部地域も相つぐ火山活動によつて隆起し，ここに小諸層群の堆積は終りをつげた。この時代は鮮新世初期と解釈される。その後大きな侵蝕期を経過したのち，佐久地域にはふたたび湖沼が生じここに黒斑火山の噴出物を主とする岩尾累層を堆積した。本累層からは，ナウマン象の歯の化石を産し，おそらく第四紀中期を代表する湖沼であると解される。

結　　び

i)　中新世の海成の堆積盆地は，青木累層の堆積の中期より分化しはじめ，小川累層堆積の中期には完全に，長野区と小諸区とに分化し，それぞれべつの新しい堆積盆地を形成した。

すなわち小諸区は浅海から海浜性の淡水湖へとせん移しつつ，ここに大杭累層・布引累層・瓜生坂累層を堆積した。このような一連の堆積層のうち，分化後の堆積盆地に堆積した陸成層を総称して，小諸層群と称する。

ii)　小諸層群の堆積後，大侵蝕期をへて佐久地域には，ふたたび岩尾累層の堆積がおこなわれた。この不整合は，第三紀と第四紀をかくする重要な構造で，これを繰矢川不整合とよぶ。なおいままで

報告されている，当地方のナウマン象の歯の化石は，岩尾累層より産したものである。

iii) 小諸層群の発展過程は，隆起する火山地域と沈降する堆積盆地の相互関連で説明される。すなわち鳥帽子基底熔岩類・高峰沢火山岩類・大富士火山岩類(中新世後期)・ゴトミキ火山岩類・鳥帽子岳火山岩類・三方ヶ峰火山岩類*・高峰火山岩類（鮮新世前期）は小諸層群の堆積盆地を規定するとともに，沈降をもうながし，さらに産出年代不明の熔結凝灰岩（鮮新世前期）の活動は，堆積盆地の急激な発展かく大をうながした。

また立科火山の活動は，小諸層群堆積盆地の消滅に関与している。

iv) 小諸層群の地質年代は，堆積盆地の発展過程や化石の資料などから考えて，下部大杭累層を中新世後期，上部大杭累層・布引累層・瓜生坂累層を鮮新世前期とする。

謝　辞

この研究にさいしては，1955 年度の塩川層の団体研究に参加された諸氏** ならびに小林国夫氏によって，現地で有益な助言と指導をうけた。また植物化石の鑑定については，鈴木敬治氏をわずらわした。また八木健三・斎藤豊の両氏より室内で有益な助言をうけた。滋野村小学校長・宮下三男氏には宿泊その他の点で多大なべんぎをうけた。

ここに記して深謝の意を表するものである。

引用文献

1) 飯島南海夫 (1955)：鳥帽子火山西部の地質，信州大学教育学部研究論集，**5**，1～9.
2) 八木　貞助 (1930)：浅間火山，長野県北佐久郡教育会.
3) 八木　貞助 (1931)：信濃国佐久地方産の象歯化石とその地層について，地学雑，**43**，217～222.
4) 八木　貞助 (1928)：南佐久郡畑八産象歯化石とその地層について，地学雑，**40**，308～322.
5) 本間不二男 (1931)：信濃中部地質誌（古今書院），東京.
6) 大塚弥之助 (1939)：Tertiary crustal deformation in Japan. *Jubilee Commea, Prof. H. Yabe's 60th Birthday*, 481～519.
7) 大塚弥之助 (1940)：日本の第三紀地殻変形の研究と今後の問題，科学，**10**，131～136.
8) 神津俶祐・木崎喜雄 (1955)：北佐久郡誌，北佐久郡誌編纂会.
9) 内村団体研究グループ (1953)：内村地域の団体研究，地球科学，**14**，1～6.

* 城戸平火山岩類

** 荒牧重雄・赤羽博司・原田哲郎・波多腰忠行・井尻正二・河内晋平・木崎喜雄・小宮山孝一・木船清・金箱好雄・松田峯夫・仁科良夫・中村二郎・中沢陸・岡部静・立木省治・宇治基宜・若林虎雄・山岸いくま・吉田幸文.

箱根カルデラ内の湖成堆積物と沖積世の地殻運動*

堀 江 正 治**

(1956 年 5 月 30 日受理)

Old Lake Deposits and the Crustal Movement in Hakone Caldera, with Special Reference to the Chronology of the Recent in Japan

Shōji Horie

(Abstract)

Lake Ashi is a typical volcanic dammed lake having a shore development of 1.88. It is situated in the Hakone Caldera which is a part of the Fuji Volcanic Zone.

The existence of a lacustrine terrace around the lake was already pointed out, but no details are made clear. So, the writer surveyed the lacustrine terrace from the standpoint of chronology of the Recent. As the result the distribution of the lacustrine terrace, that consists of the old lake sediments was made clear as shown in Fig. 1. It was also discovered that the altitude of the old lake shoreline is not the same around the lake shore. Along the caldera wall it is generally higher than the opposite side which is situated on the skirts of some central cones. Fig. 3 and 4 show the crustal movements of two lake basins, each of which has an independent caldera wall at the western limit and each crustal movement is 5.0×10^{-3} and 4.7×10^{-3} respectively. It is most important that the lacustrine terrace has no Kwanto Volcanic Ash on its surface since the above-mentioned ash is an important key bed in the chronology of both the Pleistocene and the Recent in Japan. This may prove that the terrace was built in the Recent, during which the above-stated crustal movement took place. Besides these, the crustal deformation accompanied with the "Great Earthquake of Northern Izu Peninsula" in 1930 is remarkable in this region. When comparing this data with that of the writer's studies around Lakes Kutcharo and Aoki, it suggests the relationship between the crustal mavement known from the altitude of the old lake shoreline and the violent crustal deformation due to the great earthquake.

The writer has also stated on the fossil lake of Sangoku-bara, to the north of Lakes Ashi and on the lacustrine diatom fossils, especially on the significance of *Mastogloia Smithii* var. *lacustris* in those old lake deposits.

ま え が き

芦の湖は箱根カルデラ[14]内に位し，海抜高度 723.2 m，長軸の長さ 6.5 km，最大巾 2.5 km，湖岸線 17.5 km，面積 6.9 km^2 の湖である。殊にその肢節量は 1.88 に達していて，沈水型湖岸地形

* 日本地質学会関西支部例会等において講演.

** 京都大学理学部大津臨湖実験所，(Otsu Hydrobiological Station, Kyoto University)
Osborn Botanical Laboratory, Yale University

を示し，最大深度は 42 m に及んでいる。

本湖沿岸に湖岸段丘の存在する事実は，既に 2·3 の報告によつても知ることが出来るが[3][8][21]，特にとりあげられては論じられていない。筆者は本邦湖岸段丘の地形学的研究の一環として，かねてからこの芦の湖附近の調査に従事していたが，その資料について一応の整理が出来たのでここに報告する。不十分な点については今後も吟味，検討を続けていく考えである。

芦の湖岸段丘についての観察

第1図は，筆者による本湖岸段丘の分布図である。以下各地点における観察事実を，湖南部より逐次述べることにする。

（1） 元箱根……元箱根から宮芝谷に至るバス道路に沿い，僅かに認められる小平坦面がある。粘土質の赤色土と砂礫から構成されているが，火山灰にはおおわれていない。この背後には比高数 m の切割りがあるが，これは火山噴砂礫層から成つていて，湖成堆積物は見られない。即ち，段丘はこの火山噴出物下部に附着しているものと考えられる。

（2） 箱根町……元箱根より箱根に至る間は，屏風火山山麓に沿い崖錐状堆積物がみとめられる。また火山灰におおわれる安山岩角礫も見られるが，湖成堆積物とは考えられない。箱根町裏一帯には平坦面が存在するが，火山灰におおわれており，また地形的にも段丘とはいえない。然し大明神川に沿う河岸段丘地形は，湖岸段丘面をきつて成立した地形と思われ，大観山に至るバス道路の南方にだけ，湖岸段丘が存在しているようである。段丘面の上限は +13 m を示す（以下，旧汀線高度を示す場合には，芦の湖現湖面からの比高を以てする）*。これより三ツ石鼻に向つて進むと，湖岸線の屈折点附近に砂礫層から成り火山灰はおおわれた小平坦面が存在し，これは並木道の西側において明らかである。この上部の釈尊聖霊殿の位置する附近は，火山灰におおわれ地形的にも段丘ではない。三ツ石鼻附近にも，断片的ながら巾 10 m 位の平坦面が認められるが，高度等より段丘か否か疑問である。

（3） 平石・茅ケ崎……平石及び茅ケ崎附近に，それぞれ平坦面の存在が観察される。断面は観察出来なかつたが，段丘地形を示し，その上限は比較的明瞭な傾斜変換点を有していて，旧汀線高度はそれぞれ +20 m，+17 m であつた。また茅ケ崎西方の小流に沿つても，谷の両岸に河岸段丘状をなしている狭少な平坦面があるが，旧汀線高度は +19 m を示す。

（4） 百貫鼻・真田浜……両地点附近の湾入部にそれぞれ狭い緩斜面があるが，湖成堆積物の露頭は欠く。百貫鼻西北方の湾入部では，段丘の巾は 10 m 位である。旧汀線高度は，それぞれ +20 m，+19 m であつた。

（5） 立石浜……真田浜より本地点に至る間，松尾の鼻・小杉鼻は対岸の仏ケ崎と共に後に述べる如く，全く湖岸段丘の存在を欠いている**。立石浜南部附近は扇状地状であるが，地形的旧汀線高度は +15 m であつた。

（6） 七里浜……この附近には緩傾斜面が存在し，湖岸にのぞむ崖でその断面が観察出来る。崖高は約 2 m で略々水平に成層した赤色砂泥層を主とするが，その間には 2～3 cm 大の安山岩の亜角礫層をはさむ部分もある。粗粒物質を主とする為に，砂泥層中からは珪藻殻を発見出来なかつたが，堆積物の性質を筆者の既に確認した他の湖水沿岸の段丘構成物と比較して考えてみると，湖成層とみなし得る。これらの堆積物が，附近山地を被覆する火山灰におおわれていないことは，注意すべき事実

---

* 踏査当時の水位は，深良川水門の量水標によると海抜 722 m であつた．

** 立石浜より以北，即ち小杉鼻と仏ケ崎を結ぶ線より以北は，これを以南の主湖盆に対して副湖盆と呼ぶ．

第1図 芦の湖岸段丘の分布図（但し，深度図[24]は海抜 724 m の湖水面高度におけるものである）

Fig. 1. Map showing the distribution of lacustrine terrace around Lake Ashi.

である。旧汀線高度は +17 m であつた。

（7） 逆川口及び北岸一帯……早川の最上流を占めるこの逆川口一帯には，湖周の段丘の連続と考えられる平坦面が存在している。早川はこの附近で今日，巾約 50 m の侵蝕谷を形成しているが，この早川河谷の形成が一因となつて湖水面が低下し，湖岸段丘が成立したのである。早川の橋より，約 200 m 下流右岸には巾 30～40 m 位の平坦面が発達しているが，この間，左岸には段丘は見られない。右岸段丘の上限の高度を求めると，早川橋附近で +11 m，その北方では低下して +9 m 位である。これより北方には，約 100 m の間，両岸に段丘平坦面があるが，更にその北方に至ると丘陵性地形の山崩れ原面高度は急減し，河谷壁も著しい急傾斜となる。

逆川口～湖尻の間，北岸に沿つては山崩れの堆積地形の為，旧汀線決定は可成り困難であるが，緩斜面が湖岸に連続することは認められ，箱根観光汽船船着場の西方では，地形的旧汀線高度は +9 m を示す。また駿豆鉄道船着場附近の同旧汀線高度は +10 m である。

（8） 胴切鼻……胴切鼻北方では可成り急傾斜の扇状地であるが，その扇端部の旧汀線高度は，+14 m である。胴切鼻では，平坦面が山地内部までよく連続するが，灌木にさえぎられて旧汀線は余り明瞭ではない。然し，同じく +14 m の比高を得た。

（9） 蛸川下流……上と同様の扇状地緩斜面であるが，ここの道路より 30 m 湖岸寄りに地形的旧汀線が存在し，+11 m を得た。山神の丘陵は，かつて岬を成していたものであろう。この東南の湾入部にも，湖岸段丘と考えられる平坦面が認められた。

（10） 蛭川・山のホテル附近……蛭川下流は巾数 10 m の広い谷底であるが，この中の東南側に +10 m の旧汀線高度を有する平坦面が存在している。この面は湖岸に沿い箱根神社方面に向い連り，蛭川口東南では旧汀線は +12 m であり，「山のホテル」の庭においては +13 m であつた。箱根神社附近は一応平坦ではあるが，可成り人工の加わつた疑いがあり，その為，本来の段丘とは思われるけれども，旧汀線は決定出来ない。

仙石原化石湖について

次に，芦の湖北部に位する仙石原について，その地形と観察事実を記することにする。

神山の山崩れ堆積物の北に拡るこの火口原は，長尾峠・乙女峠・金時山などの山麓に沿い，これを貫流する早川は緩かな谷底傾斜を以て元湯場に至つている。この間，長尾峠東南には神山からの押出しの分岐によつて，一時，小湿原の形成されていたような形跡が認められる。而してこの仙石原の周囲には，芦の湖周において観察出来たような湖岸段丘の存在は特に発見されない。原を下刻する早川の河崖に沿つて，上流から観察すると，長尾峠東麓一帯は安山岩亜角礫および 2～3 m の厚さの火山灰におおわれ，湖成堆積物の如きものは見られなかつた。然るに，孵化場西南の高度 650 m に近い小支流の高さ 1.5 m 位の河崖を見ると，数 cm 大の安山岩の亜円礫や砂泥層が堆積し，これは火山灰にはおおわれていない。然し，附近の高所は火山灰におおわれている。更に，この附近一帯から下流には，低湿地が可成り広く分布するようになる。そしてこの砂泥層中には *Navicula* spp., *Synedra* spp. や小型の珪藻および *Trachelomonas* spp. が含まれており，附近の地形から見ると，650 m 以下の低湿地はかつての沼沢地であるように見える。

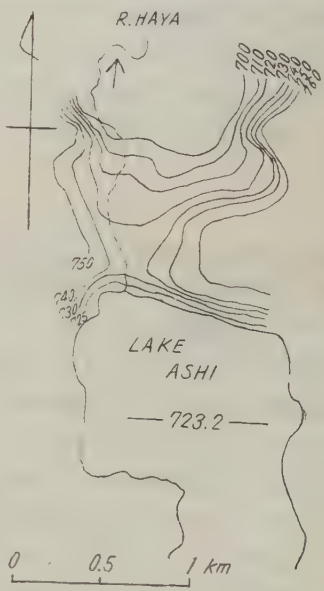
次に仙石原の東端，元湯場部落東北に早川に架けられた「入仙橋」と呼ばれる一橋があるが，仙石原東端では巾 100 m 位，深さ数 m～8 m を以て原を刻み緩流していた早川は，ここに至ると急激にその河床傾斜を増して峡谷状を示し，1 つの大きな遷急点を形成している。この峡谷地形は，ここより宮城野に至る間，連続するのであるが，元湯場では小塚山および台ケ嶽の北麓は急傾斜を以て川に

第1表 仙石原化石湖堆積物中の珪藻殻
Table 1. Diatom fossils in the old lake, deposits of Sengoku-bara

Cyclotella planctonica Brunthaler
Cyclotella socialis Schütt
Cyclotella spp.
Cymbella cymbiformis (Agardh? Kütz.) v. Heulck
Diploneis ovalis (Hilse) Cleve
Epithemia sorex Kütz.
Epithemia spp.
Melosira distans (Ehr.) Kütz.
Melosira italica (Ehe.) Kütz.
Navicula spp.
Rhopalodia gibba (Ehr.) O. Müll.
Synedra ulna (Nitzsch) Ehr.
Synedra spp.

臨み，入仙橋の地点は火山噴出物のみで，旧湖成堆積物らしいものは観察されない。然るに，本橋より早川に沿い峡谷中を約 50 m 下ると，比高約 15 m の左岸河崖を観察出来るが，河水面に接しては 1 cm 大の安山岩円礫・砂で，その上部，河床より比高 2 m の高さには，一部におびただしい流木を含み湖成堆積物と考えられる粘土層がある。そしてこの中からは，第1表の如き多数の珪藻化石や淡水海綿の針骨が同定でき，これによつて湖成層であることが確かめられた*。珪藻の生態に関する在来の記載を参照すると，これらの化石は沿岸性の傾向を有し，本湖成層を堆積せしめた湖は浅いものであつたか，乃至は堆積当時，可成り浅化していたことが考えられる。この粘土層に接して，上部には無層理の赤色土が重り，更にその上部には，河床より 10 m の高さに水平に成層せる黒色土がある。それより以上は，赤褐色砂によつて占められている。この黒色土中にもまた，珪藻殻や *Trachelomonas* spp. が含まれていて，*Trachelomonas* spp. の存在などから考えると，湖水終末期の堆積物と見なされよう。

以上の湖成堆積物は，地形学的見地から考えると，俵石北方附近よりのびる扇状地の堆積物に基くもののように見える。これより早川は，小塚山山麓を鋭い峡谷をうがつて流下するが，小塚山東北麓では，比高数 10 m の谷壁間隔は僅かに 20 m 余に過ぎない。而してこの附近早川左岸にみられる平坦面は，当然，右岸とかつて連続せる一面を成していたことが考えられるが，谷壁ときれ合つているこの原面高度は海抜約 650 m である。即ち，地形的にも堰止湖と考えられる古仙石原湖は，今日，海抜約 650 m で示される高度まで湛水した後に，宮城野へ向つて溢流したものであろう。なおこの旧湖水は，前述の孵化場西南の観察事実などと照し合せると，今日の仙石原の東北部にのみ存在したもののようである。従つて，仙石原は今日，一化石湖であるとはいえ，既に多くの先学によつて考えられてきたように[1)3)7)17)18)]，現在の火口原全体が湖であつたのではなく，その東北部および長尾峠東南方の今日の湿地だけが，湖であつたものと筆者は考えている。神山山崩れ堆積物生成前の状態，および当時の芦の湖盆との連続関係については，資料が不足しているのでここには述べない。



第2図 芦の湖尻の切峯面
(Summit level of the landslide district in northernmost part of Lake Ashi.)

芦の湖盆の旧汀線高度と沖積世の地殻運動

多くの先学の地質学的研究によつても[1)2)3)7)13)20)22)24)]，また

* 第1表は筆者の同定にかかるものであるが，この他になお *Mastogloia Smithii* var. *lacustris* Grun. の存在することを，根来健一郎博士が指摘された．本種は稀産種といわれ，その分類学的詳細は何れ同博士によつて報告されるであろう．教示を与えられた同博士に対し，ここに謝意を表する．

写真 1　深良川東方より逆川口を遠望（湖北に連る山崩れ堆積物の上限まで芦の湖面が高められた時期に，湖岸段丘構成物が堆積したのである）

(Distant View of the Northernmost Part of Lake Ashi where the Old Drainage of the Haya River was dammed up by the Landslide of Mt. Kamiyama.)

写真 2　金時山頂より仙石原，芦の湖を遠望（堰塞湖としての芦の湖の地形が，明らかに認められる）

(Photo showing Sengoku-bara and Lake Ashi from the summit of Mt. Kintoki.)

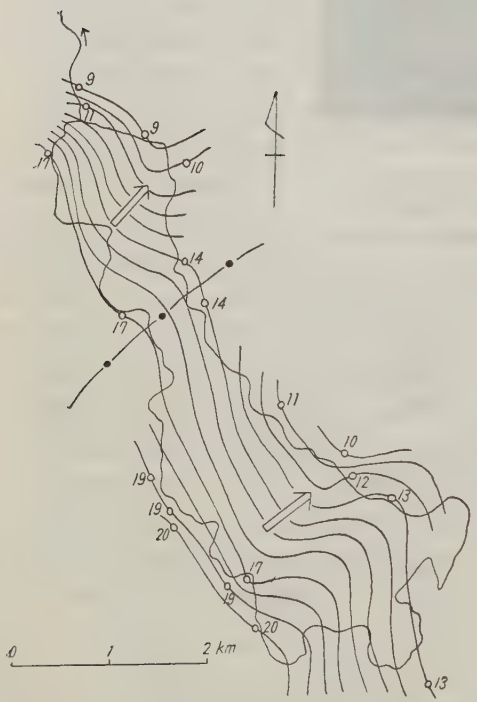
湖尻の地形学的観察結果からも，芦の湖は神山の山崩れ堆積物によつて生成された湖である。故に，本湖は火山性堰止め湖であり，複雑な肢節を有する湖岸線や湖底の溺谷の地形はこれを裏付けるものといえよう[24]。そして，逆川口附近よりの早川の溢出が一因となつて湖面高度が漸減し，今日に至つたものと考えられる。そこで筆者は，この旧湖面高度に最も密接な関係を有するといえる湖尻の原面高度を知る為に，地形図上で逆川口附近の侵蝕谷を総て埋めてみた(第2図)。その結果，既に久野久の指摘したように古芦の湖面は今日より高く，湖面低下量は現在の逆川口の切峯面高度からのみ考えるならば，10数m と推測される。そして芦の湖岸段丘は，この旧湖面高度の時代，外輪山壁や中央火口丘山麓などに附着せる湖成層によつて生成されたものである (写真1,2)。

而して本湖岸段丘について重要なことは，関東火山灰層との関係である。即ち，湖北の山崩れ堆積物上には関東火山灰層が存しているにかかわらず，この堰塞地を刻んだ早川の流出に伴い陸化した湖岸段丘面上には，同火山灰層が認められない。これは元箱根・七里浜などの段丘断面において観察されることは，既に述べた。即ち関東火山灰層降下後，段丘が成立したのであつて，クロノロジーの見地からみて大切な事実である。

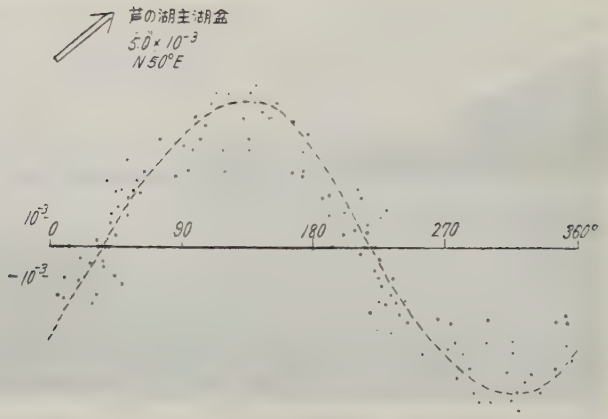
ここに筆者は，屈斜路湖岸段丘についての報告において，屈斜路湖が沖積世生成の摩周火山の堰止めによる成立と地形的にみなされ，その後，湖盆の傾動を伴って3段の湖岸段丘が出現したと考えられること，およびそれらの段丘面上には火山灰が存在しないことを述べたり。また関東地方の湖沼においては，赤城大沼・小沼[5]・榛名湖・日光諸湖の湖岸段丘は，いわゆる関東火山灰層には被覆されていない。これらの事実は，開析度についてみてもほぼ等しい本邦の大部分の湖岸段丘を，A面と考える根拠になる事実である。

さて，既述の芦の湖周各地点の旧汀線高度をみると(第3図)，一般に外輪山壁下において高いことに気がつく*。そこで，この数値に基き等値線をひいてみると，その形から，これは2つのグループ

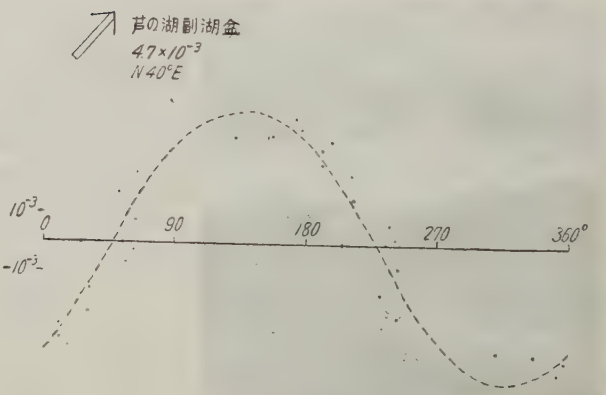
* 先にも一寸触れた如く，湖周の段丘構成物中からは，遺憾ながら珪藻化石を発見することが出来なかつたが，これは，本湖岸段丘の如き火山性の粗しような物質からのみ成る堆積物においては，殆んど化石の保存される場合の無いことによると解される．その為，旧汀線決定に珪藻殻の生態を利用し得ず，地形的観点からのみ旧汀線を定めた．この際かかる疑少な段丘においては，精密アネロイドを用い湖面を



第3図 芦の湖岸段丘の旧汀線高度と等値線
(Map showing the altitude of old Lake Shoreline.)



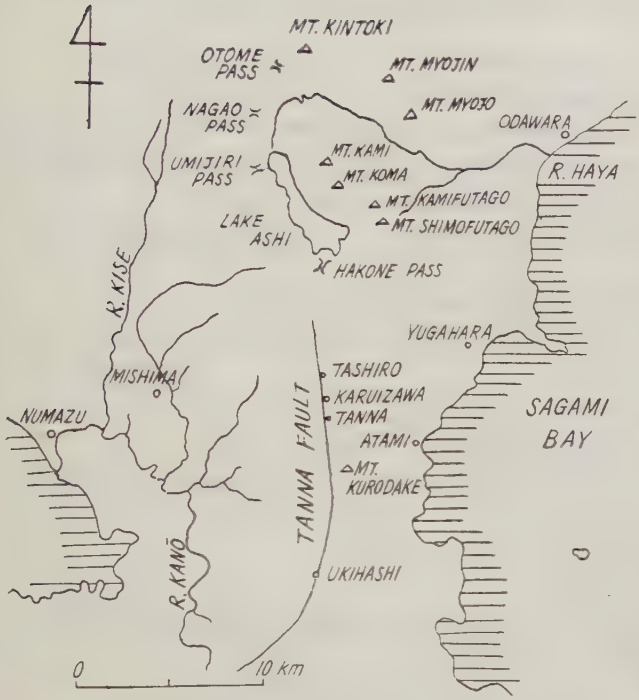
第4図 芦の湖岸段丘の地殻運動（主湖盆）
(Crustal movement of lacustrine terrace in the southern part of Lake Ashi.)
(by Miyabe's method)



第5図 芦の湖岸段丘の地殻運動（副湖盆）
(Crustal movement of lacustrine terrace in the northern part of Lake Ashi.)
(by Miyabe's method)

に分けられよう。湖底の深度図からしても，小杉鼻と胴切鼻とを結ぶ狭隘部により，芦の湖盆は主湖盆と副湖盆とに区分出来るが，各カルデラ壁をそれらの一端に示すように見える2つの湖盆は，それぞれ独立の運動をしているようである。そこで，この地殻運動を「宮部の方法」[16]で定量した結果，第4図，第5図の如き成果を得た。即ち，沖積世初期以降，主湖盆は 5.0×10^{-3}，N 50°E，副湖盆は 4.7×10^{-3}，N 40°E の各傾動量と傾斜方向を有し，神山・駒ケ嶽・双子山等の中央火口丘一帯が，相対的に沈下している傾向がうかがわれる。

インディケーターとして旧汀線高度を測る場合，何度も現汀線と旧汀線との間を往復して，気圧差による誤差を相当に補正出来る反面，旧汀線の位置決定の誤差が，かなり影響することは事実である．然しこれについては，大局的に考察すべきであろう．



第6図　芦の湖附近の略図

(Locality map in the neighbourhood of Lake Ashi.)

また興味ある点は，1930 年 11 月 26 日の北伊豆地震に伴う本湖岸の変動である。筆者は丹那断層と本湖との地理的位置から(第6図)，地震時の地殻変形について注意してきたが，地震当時は丹那断層に注意が集中されて，箱根附近の変動については余り注目されなかつたようである。しかし，「芦の湖断層」と呼ばれる2本の主要な断層の生成が報告されており[9)15)23)]，これは筆者の既に報じた「屈斜路地震断層」[4)]や大町地震に伴う青木湖岸の地殻変形[6)]と対照して，極めて興味深い。神奈川県水位計の設置されてあつた箱根町湖岸の，地震当時の汀線と12月5日の汀線との差は 0.22 m で地震後浅くなり，湖岸が隆起している。元箱根町汽船発着所では，この差は 0.2 m である[11)]。更にまた，地震当時の静振と地殻傾斜との関係も報ぜられているが[10)19)]，主・副両湖盆を境する狭隘部の和田之角附近は，芦の湖盆中，沈下量最小であり中央火口丘に沿う中では湖岸段丘の旧汀線高度が高いことと共に，注目すべきである*。

あ と が き

以上，筆者は，箱根カルデラ内部に存在する湖岸段丘地形と旧湖成堆積物について述べ，あわせてカルデラ内の沖積世の地殻運動についても論じた。殊に，関東火山灰層に対する湖岸段丘のクロノロジカルな関係は，今後他地域の湖岸段丘の研究において，主要な役割を果すであろうことが期待される。

なお本研究は，上野益三博士の教えを受けて行われたものである。また久野久博士には，箱根火山に関する御研究の詳細について教えられ，貴重な批判を与えられた。以上記して厚く謝意を表する次第である。

参 考 文 献

1) 平林　武 (1898)：箱根火山，地質雑，**5**，173～182.，320～328.
2) 平林　武 (1898)：箱根火山，地学雑，**19**，77～80.
3) 平林　武 (1898)：箱根熱海両火山地質調査報文，震予報，**16**.
4) 堀江　正治 (1956)：屈斜路湖岸段丘と地殻運動，地質雑，**62**，156～157.
5) 堀江　正治 (1956)：赤城カルデラ中の沖積層を切る断層，地質雑，**62**，332.

*　これと類似の事実は，後に報告する十勝国然別湖岸段丘においても，筆者は認めている．

6) 堀江 正治 (1956): フォツサ・マグナ一部の地殻変形 (その 1)——青木湖岸段丘とその隆起汀線——INQUA 日本支部連絡紙 (未刊).
7) 石井万次郎 (1894): 箱根火山研究録, 地質雑, **1**, 323～331, 384～394, 437～445, 491～501.
8) 伊原敬之助・石井清彦 (1931): 北伊豆地震地域の地形及び地質, 地学雑, **43**, 645～656.
9) 伊原敬之助・石井清彦 (1931～1932): 北伊豆地震地域の地変, 地学雑, **43**, 705～716, **44**, 77～83.
10) Imamura A. and Kodaira T. (1931): On the Seichs of Lake Asino-ko with Special Reference to the N. Idu Earthquake of 1930. *Jap. Jour. Astr. Geophys.* **9**, 115～125.
11) 石川高見・三浦秀正 (1930): 北伊豆地震実地踏査報告, 昭和 5 年 11 月 26 日北伊豆地震報告 (中央気象台), 117～139.
12) 久野 久 (1936): 箱根火山の構造と変遷史, 地質雑, **43**, 376～377.
13) Kuno H. (1950): Geology of Hakone Volcano and adjacent Areas. Part 1. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec.* 2, **7**, Pt. 4, 257～279.
14) 久野 久 (1952): 7万5千分1「熱海」図幅並同地質説明書.
15) 国富 信一 (1930～31): 北伊豆地震の断層概説, 験震時報, 4, 301～304.
16) Miyabe N. (1931): Blocks in the Earth's Crust and their Movements. Part 1. *Bull. Earthq. Res. Inst.* **9**, 256～270.
17) 大井上義近 (1926): 芦之湖浅深測量と其結果, 地学雑, **38**, 758～762.
18) 佐藤 伝蔵 (1916): 箱根温泉調査報文, 地調報, **59**, 53～80.
19) 鈴木 武夫 (1936): 昭和5年 11 月 26 日北伊豆地震に伴える芦の湖の静振, 地震, **8**, 331～346.
20) 田中阿歌麿 (1906): 芦の湖に就て, 地学雑, 18, 548～554.
21) 田中阿歌麿 (1922): 趣味の湖沼学, 463～486.
22) 田中阿歌麿 (1922): 湖沼めぐり, 174～198.
23) 田山利三郎 (1931): 昭和5年 11 月 26 日の北伊豆地震と地質構造との関係, 斎藤報恩会学術研究報告, **11**, 1～54.
24) 吉村 信吉 (1942): 関東地方の湖沼, 日本地誌学, **1**, 162～194.

男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究（第2報）

——準安山岩類について*——

宮　城　一　男**

（1956 年 6 月 2 日受理）

Stratigraphic and Petrographic Studies of the Green Tuff Formations in the Oga Peninsula, Akita Prefecture (2nd Report)

— On the Kuguriiwa Lavas —

Kazuo Miyagi

(Abstract)

The volcanic sequence of the green tuffs found in the lower part of the Neogene developed in the Oga peninsula, recognized by the writer is as follows:

	Olivine basalt
↑	—
	Quartz bearing biotite trachytic (andesitic) tuff breccia.
	Labradorite bearing two pyroxene olivine basalt. (lava and agglomerate)
	Lithoidite type biotite rhyolite. (lava and tuff)
Kuguriiwa lavas	Altered biotite trachytic (andesitic) rock. (brecia lava, agglomerate and tuff)
	Altered hornblende trachytic (andesitic) rock. (lava and tuff)
	Altered fine-grained trachytic (andesitic) rock. (lava)
↓	Two pyroxene dacite. (lava and dyke)
↑	— Nyudosaki igneous rock —
Akashima lavas	Altered pyroxene andesite. (lava, agglomerate and tuff)
↓	
Basement	Hornblende biotite adamellite.

As shown above the Kuguriiwa lavas are characterized by the so-called "trachytic rocks" and "sub-alkaline rhyolites" successively underlain by the calc-alkaline rock series of the Akashima lavas.

Some detailed petrographic descriptions are given in this paper. It is also worthy of notice that the Kuguriiwa lavas are structurally characterized by the "Nyudosaki direction" as defined in the previous paper.

* 1956年1月，日本地質学会東北支部秋田部会総会ならびに4月，日本地質学会年会で講演．

** 東北大学理学部地学科地学第二（岩石礦物礦床学教室）

Ⅰ. ま え が き
Ⅱ. 層序ならびに野外観察
Ⅲ. 岩 石 記 載
Ⅳ. 潜岩熔岩類の特色
Ⅴ. 構造について

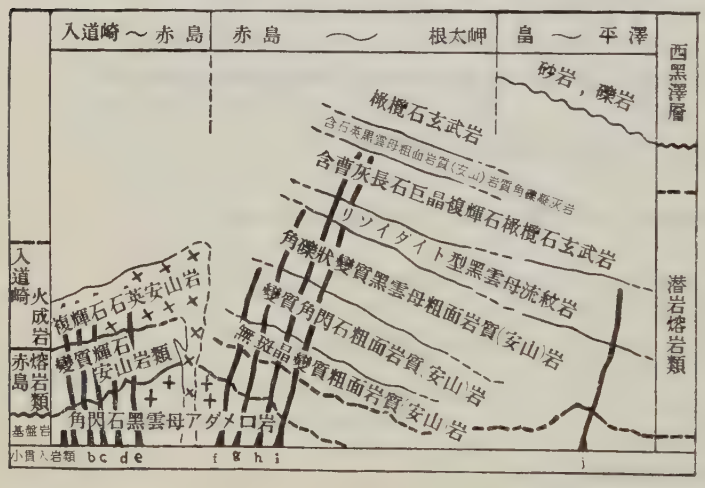
Ⅰ. ま え が き

男鹿半島の緑色凝灰岩層について，筆者は前報[1]で，入道崎・赤島附近に分布する花崗岩質基盤岩および第三紀最下部の火山岩類の層序・岩質・構造などの大要を報告したが，引続き本報では，それらの上位の火山岩類——筆者が**潜岩熔岩類**（クゲリイワ）と仮称しているもの——について述べる。

潜岩熔岩類は，半島の西海岸赤島・二ツ目岩間および北海岸畠・平沢間に分布し，秋田部会(1954)[1]の門前層の最下部，半沢正四郎 (1954)[2] の西男鹿層群下部に相当し，第1表に示したように，いわゆる粗面岩質岩石 (trachytic rock) やサブアルカリ流紋岩 (sub-alkaline rhyolite) などの火山岩類によつて特色づけられている。最近，東北地方の緑色凝灰岩層中に，このような岩質のものが各地で見出されていることとも関聯して，これらの火山岩類について，特に層序と記載を中心に報告することとした。

Ⅱ. 層序ならびに野外観察

第1表 男鹿半島緑色凝灰岩層の火成層序模式図（その 2）



層序の大要は左表の通りである。潜岩熔岩類と前報で述べた赤島熔岩類との関係は，西海岸では，直接接しているところは見られないが，北海岸では，畠・北磯間で，わずかに潜岩熔岩類中の角礫状黒雲母粗面岩質（安山）岩が，赤島熔岩類の一部をおおつている関係が見られ，また潜岩熔岩類中（特に下部）には，赤島熔岩類のゼノリスが多量に含まれている。これらの事実と後述する構造の傾向から，両者は左の表に示したような関係にあるものと考えられる*。

潜岩熔岩類の最下部は，赤島海岸に分布する無斑晶粗面岩質（安山）岩で，赤島熔岩類のほか，基盤岩のゼノリスおよびゼノクリストを多量に含んでいることが特色である。流理は，N 50°E, 20～30°S で，厚さは約 25 m である。

この熔岩類の上位は，棚池（タナイケ）を中心に分布する変質角閃石粗面岩質（安山）岩で，大部分は熔岩流であるが，まれに凝灰岩質の部分をはさんでいる。これらの流理および成層面は，N 50°E, 30～40°S で，厚さは約 65 m である。

変質角閃石粗面岩質（安山）岩の上位は，角礫状変質黒雲母粗面岩質（安山）岩で，鍋島附近および北磯・畠間の海岸に分布し，下部 (10～15 m) は，集塊岩・凝灰岩で，上部は角礫状の熔岩流であ

* 両者の活動が，連続的であるか否かを決定する確実な資料は，今のところ見あたらない．

第1図　男鹿半島緑色凝灰岩層地域の地質図（その 2）

る（写真 1）。それらの流理および成層面は，西海岸では N 70°～80°E, 50°S で，厚さは約 55 m，北海岸では N 60°E, 30～40°S で，厚さは約 40 m である。

角礫状変質黒雲母粗面岩質（安山）岩の上位は，西海岸では，鍋島南方で，厚さ約 1～5 m の角礫凝灰岩が直接おおつている。この凝灰岩は，北海岸北磯・平沢間に分布するリソイダイト型黒雲母流紋岩と対比される。北海岸では，大部分が板状構造の著しく発達する熔岩流で，その流理は，N 60°E, 30～40°S, 厚さは約 35 m で，北磯海岸附近で角礫状変質黒雲母粗面岩質（安山）岩をおおつている関係が見られる。

この流紋岩類の上位には，西海岸では，含曹灰長石巨晶複輝石橄欖石玄武岩が接し*，また，北海岸では，N 10°E, 40°E の断層で，砂岩・礫岩層（西黒沢層）** と接する。西海岸の玄武岩は，下部は細粒周辺相を示し，中部は著しく斑状の熔岩流で，上部にいくと，やや集塊岩質となる。流理は，N 80°E, 30～50°S で，厚さは約 30 m である。

以上のような関係は，第1図で示されているように，西海岸では潜岩以南から二ツ目岩附近の間で，再びくり返えして露出する。それらの層序・岩質・構造・その中の小貫入岩の方向などが，ほぼ同じであることから，上に述べた関係が，潜岩付近の断層で，再びくり返えして見られるものと推定される。

このくり返えしの後，二ツ目岩附近で，含曹灰長石巨晶複輝石橄欖石玄武岩の上位に，含石英黒雲母粗面岩質（安山）岩質角礫凝灰岩が接する。この凝灰岩は，後述するように，潜岩熔岩類の各岩相の角礫片を多量に含んでいる。

この凝灰岩を境にして，その上位は戸賀南方より加茂・門前にかけて分布する塩基性の火成岩類で特色づけられる岩相で，筆者は，これらを，**門前熔岩類**と仮称している。この門前熔岩類の最下部は，橄欖石玄武岩で，本地域においても根太郎（ネフトミサキ）を中心に分布するが，そのくわしい記載および潜岩熔岩類との関係は次報で述べる。

なお，潜岩熔岩類をつらぬく小貫入岩類は，第1表および第3表に示したように，赤島熔岩類中をつらぬくものと同様，サブアルカリ岩質のものと玄武岩質のものとがある。

III. 岩 石 記 載***

(1) 無斑晶変質粗面岩質（安山）岩〔Nos. 65, 66, 67〕

〔肉眼的特性〕 茶褐色あるいは紫褐色，細粒，無斑晶で，ゼノリスが多い。

〔顕微鏡的特性〕〔微斑晶〕 斜長石：少量，0.2～0.4 mm，ほとんど炭酸塩化・緑泥石化している。

角閃石：希，0.4～0.6 mm，全く緑泥石化している。

〔石基〕 微短冊状の曹長石が多量で，間隙は，少量の石英および多量の磁鉄鉱・褐色の分解生成鉱物・変質ガラスなどで埋められ，いわゆる trachytic 構造****を示す。

〔ゼノリス〕 種類は，花崗岩質岩石および赤島熔岩類（変質輝石安山岩類）が多量で，またチタン輝石橄欖石粗粒玄武岩（基盤岩および赤島熔岩類をつらぬくものと同質）も含まれ，さらに，ゼノクリストとして，石英（波

---

* この玄武岩が，熔岩流であるか，貫入岩であるかを決定できる確実な資料は，見あたらない．

** *Miogypsina*, *Qpercurina* などを産する西黒沢層の標式地の一部である．また，境界（断層）に沿つて小岩脈が存する．

*** 潜岩熔岩類のそれぞれの造岩鉱物の光学的性質は，赤島熔岩類の記載と比較して，〔第2表〕に示した．また〔 〕内は，資料番号で，その採集地点は地質図に示した．

**** 本報中の石基の構造は，Johansen (1931) の定義に従つたが，ただし trachytic 構造については，従来の東北地方のグリンタフ研究者の間の習慣に従つて，石基斜長石が，著しく一定方向に並ぶ構造に用いた．

第2表　赤島熔岩類，入道崎火成岩，潜岩熔岩類の熔岩流，凝灰岩の造岩鉱物の光学的性質

	岩石名	斑晶斜長石 屈折率 (n_1)	An%	2Vγ	型*	斑晶カリ長石 屈折率 (γ)	Or%**	2Vα	斑晶石英	斑晶有色鉱物	石基鉱物
	含石英黒雲母粗面岩(質)安山岩質角礫凝灰岩	1.546～1.549	35～42	86～104	—	1.526～1.528	65～75	40～65	稀	黒雲母 (γ 1.610～1.655)	ガラス，岩石破片
潜	含曹灰長石複輝石橄欖石玄武岩	1.560～1.563	60～66	82～ 90	—	——			—	普通輝石 (c^Z 45～51, 2Vγ 50～56) 紫蘇輝石 (緑泥石化)	斜長石 (An44～60)，緑泥石，磁鉄鉱，変質ガラス
岩	リソイダイト型黒雲母流紋岩質角礫凝灰岩	1.530～1.533	5～12	72～ 83	L	1.527	70	39～58		黒雲母 (緑泥石化)	ガラス，岩石破片
熔	リソイダイト型黒雲母流紋岩岩	1.529～1.532	0～ 7	70～ 75	L	1.526～1.529	60～75	39～61	—	黒雲母 (緑泥石化)	長石，石英，黒雲母，磁鉄鉱，ガラス
岩	角礫状変質黒雲母粗面岩質 (安山) 岩	1.533～1.541	12～26	83～ 98	L	1.524～1.528	65～90	41～63	—	黒雲母 (γ 1.637～1.640)	斜長石 (An 2～12)，黒雲母，角閃石，磁鉄鉱，変質ガラス
類	変質角閃石粗面岩質 (安山) 岩	1.530～1.551	5～45	78～102	L	1.524～1.527	70～90	38～60	—	角閃石 (緑泥石化，オパサイト化)	斜長石 (An 0～8)，石英，角閃石，燐灰石，磁鉄鉱，変質ガラス
	無斑晶変質粗面岩質 (安山) 岩		——				——			——	斜長石(An 5)，角閃石，紫蘇輝石，磁鉄鉱，変質ガラス
入道崎火成岩	複輝石石英安山岩	1.550～1.554	43～56	79～ 99	H	——			少量	紫蘇輝石 (2Vα 65)，普通輝石 (c^Z 42～48, 2Vγ 47～54)	斜長石 (An 36～38)，石英，紫蘇輝石，普通輝石 (c^Z 52, 2Vγ 60)，磁鉄鉱，ガラス
赤島熔岩類	角礫状変質輝石安山岩	1.528～1.532	0～ 6	69～ 84	L	——			—	輝石 (緑泥石化，炭酸塩化)	斜長石，緑泥石，変質ガラス
	変質輝石安山岩	1.529～1.531	2～ 8	77～ 89	L	——			—	輝石 (緑泥石化，炭酸塩化)	斜長石，石英，緑泥石，磁鉄鉱，変質ガラス
	変質複輝石安山岩	1.530～1.533	4～12	75～ 77	L	——			—	紫蘇輝石 (2Vα=68～72)，普通輝石 (c^Z=53, 2Vγ=65)	斜長石 (An 0～3)，緑泥石，磁鉄鉱，変質ガラス

* H: 高温型，L: 低温型．

** Tuttle (1952)[6] により求む．

動消光が著しい）がもつとも多量で，また，カリ長石（基盤岩の特色である微斜長石パーサイトが多い）や黒雲母なども少量ずつ含まれる。

（2） 変質角閃石粗面岩質（安山）岩

（A） 熔岩流〔Nos. 68, 70, 73, 74, 75〕

〔肉眼的特性〕 青灰色，斑状構造が明らかで，変質した長石（1～3mm）や黒色の柱状鉱物（1～2mm）が多量に含まれる。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕 斜長石：少量（全く存しない岩相もある），0.5～2.0mm，自形，柱状，アルバイト双晶が多いが，カールスバッド・ヘリクリン双晶を示すものもある。 曹長石化が著しく，また炭酸塩・絹雲母・緑簾石などを生じている。

カリ長石：（写真 4）上記斜長石の一部を交代し，また独立の斑晶として，比較的多量に存する。0.4～1.5mm，自形，柱状，カールスバット双晶・バベノ双晶が多く，また mottled extinction を示すことや micro-perthite structure の発達することが特色である。また変質が著しく，緑簾石・炭酸塩・絹雲母・石英・磁鉄鋼などを生じている。

角閃石：（写真 5）多量，0.4～3.0mm，自形，長柱状，変質が著しく，ほとんどオパサイト化・緑泥石化し，その形状とわずかに残つている劈開の性質より，角閃石であることを知るにすぎない。

そのほか，副成分として磁鉄鉱・チタン鉄鉱・燐灰石などが認められる。

〔石基〕 短冊状の曹長石が大部分で，間隙は，針状角閃石（オパサイト化）・磁鉄鉱・褐色の分解生成鉱物などで埋められ，また少量の石英・変質ガラスなども存し，trachytic 構造を示している。

（B） 凝灰岩〔Nos. 69, 72〕

上記鉱物のほか，茶褐色のガラス破片を多量に含む。

（3） 角礫状変質黒雲母粗面岩質（安山）岩

（B） 熔岩流（角礫状）〔Nos. 78, 79, 90, 91, 93, 95, 96, 101, 103, 105, 106〕

〔肉眼的特性〕 著しく角礫状で，角礫の大きさは 3～10 cm，まれに 30 cm 位のものもある。青灰色あるいは淡褐色，斑状構造が明らかで，変質長石（1～3mm）や黒色の柱状鉱物（2mm）を含む。また，一定方向の縞模様の流理構造を示すものが多い。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕 斜長石およびカリ長石：産状も光学的性質も，ともに（2）の熔岩流中のものとほとんど同じである。

黒雲母：比較的多量，0.4～2.0mm，自形，長柱状，一部磁鉄鉱で交代されている。

そのほか，副成分として磁鉄鉱・燐灰石を含んでいる。

〔石基〕 短冊状の曹長石が大部分で，針状黒雲母・角閃石・磁鉄鉱・褐色の分解生成鉱物などが存し，trachytic 構造を示す（写真 6）。

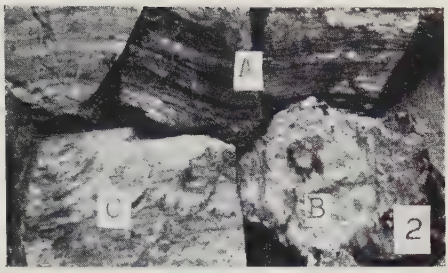
なお，肉眼的な縞模様に平行して，上記斑晶および石基鉱物が配列し，特に肉眼で淡褐色の部分には，黒雲母・磁鉄鉱などが集中している。

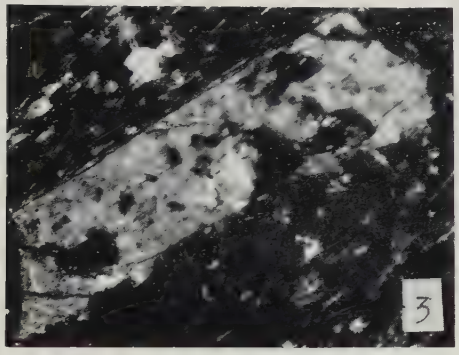
図 版 説 明

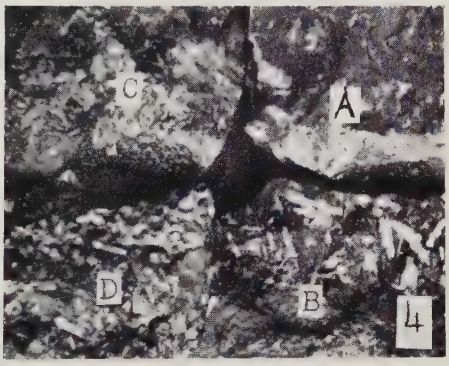
1. 角礫状変質黒雲母粗面岩質（安山）岩の露頭
2. リソイダイト型黒雲母流紋岩の標本
3. 変質角閃石粗面岩質（安山）岩中のカリ長石斑晶（Crossed nicols. ×50）
4. 含曹灰長石亘晶複輝石橄欖石玄武岩の標本
5. 変質角閃石粗面岩質（安山）岩中の角閃石斑晶（Open nicol. ×20）
6. 角礫状変質黒雲母粗面岩質（安山）岩の石基（Crossed nicols. ×50）
7. リソイダイト型黒雲母流紋岩中のカリ長石斑晶（Crossed nicols. ×50）
8. 含石英黒雲母粗面岩質（安山）岩質角礫凝灰岩（Crossed nicols. ×50）

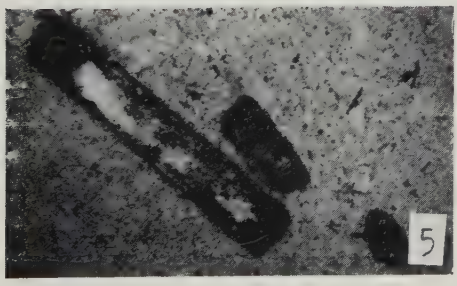
なお，写真中の記号の説明は本文中

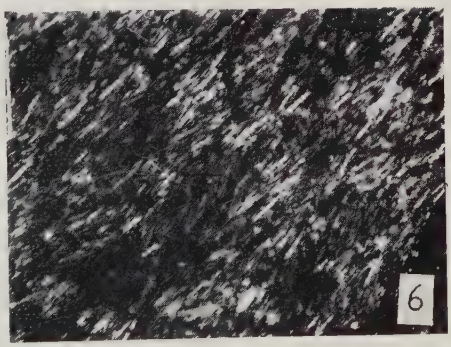
1

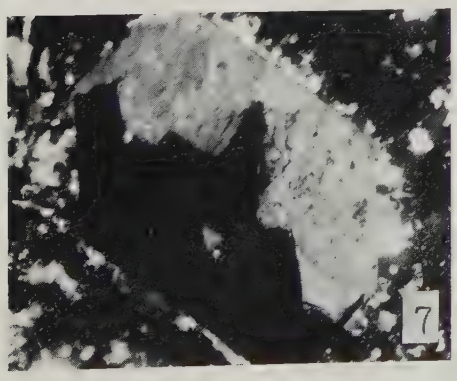

A
C
B
2

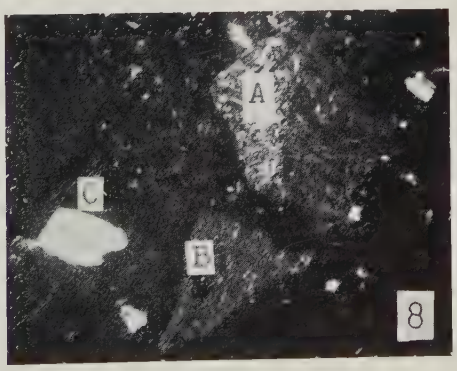

3


C
A
D
B
4


5


6


7


A
C
B
8

（B）集塊岩〔Nos. 76, 101, 102〕

（A）の下部周辺相で，径 3～10cm のまるい礫が多いが，礫の種類は，ほとんど（A）と同じもので，異種礫は認められない。

（4）リソイダイト型黒雲母流紋岩

（A）熔岩流〔Nos. 107, 108, 110〕

〔肉眼的特性〕新鮮なものでは，黒灰色でガラス質の部分と，灰白色でやゝ結晶質の部分とが，約 1～5mm の単位で互層し，著しい縞模様の流理構造を示すのが特色である（写真2のA）。この流理に沿つて，あるいは流理を切つて，比較的新鮮な長石（3mm）がまれに存する。また，真珠構造が著しい部分もあり，径 3～5cm の spherulite が存する（写真2のB）。また，風化分解したものは全く白色化している（写真2のC）。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕斜長石：少量（全く存しない岩相もある），0.4～1.2mm，自形，柱状，アルバイト双晶・ペリクリン双晶を示し，また弱い累帯構造が認められる。

カリ長石：（写真 7）少量，0.4～1.2mm，自形，短柱状，カールスバッド双晶・バベノ双晶が多く，また mottled extinction や micro-perthite structure を示すものもある。

黒雲母：希，0.6mm，自形，長柱状，全く緑泥石化している。

そのほか，副成分として磁鉄鉱・燐灰石などを含む。

〔石基〕肉眼で暗黒色に見える部分は，全くガラス質で結晶はほとんどないが，白色に見える部分は，粒状石英の集合帯となつている。また，わずかに褐色の不透明鉱物や磁鉄鉱などが含まれる。

（B）凝灰岩〔Nos. 80, 97, 109〕

肉眼的には，淡緑色で，0.3～0.8mm の大きさの角礫が多量に含まれる。鏡下では，角礫の種類は，大部分（A）と同じもので，異種礫は認められない。また，不規則な形をしたガラスが非常に多量で，そのほか（A）中のものとほとんど同質のカリ長石（0.4～2.5mm，半自形～他形，破片状），斜長石，黒雲母などが含まれている。

（5）含曹灰長石巨晶複輝石橄欖石玄武岩

（A）熔岩流〔Nos. 83, 84, 85, 86, 98, 99〕

〔肉眼的特性〕灰黒色，著しい変状構造を示すのが特色で，特に，斜長石の斑晶の大きさは 3cm に達するものもある。また，amygdaloid（径 3～10mm）の発達が著しく，緑泥石・方解石が，これを埋めている。下部より上部へ，斜長石斑晶が大きくなり，それに従つて，cavity も多くなつていく傾向がある（写真3のA→B）。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕斜長石：非常に多量，大きさは石基から漸移し，0.4～7.8mm，自形，柱状，大部分はアルバイト双晶を示し，また，弱い累帯構造の発達するものもある。一部分は炭酸塩化・緑泥石化している。

普通輝石：少量，0.6～1.0mm，自形，短柱状，劈開が明らかで，色は淡黄である。

紫蘇輝石：少量，0.6～2.4mm，自形～半自形，柱状，全く炭酸塩化している。

橄欖石：少量，0.5～1.0mm，自形，粒状，全く変質して，蛇紋石・炭酸塩・イディング石などを生じている。

〔石基〕斜長石が多量で，間隙を緑泥石・磁鉄鉱・褐色の分解生成鉱物・変質ガラスなどが埋め，intergranular 構造を示す。Amygdaloid は，緑泥石の核を石英や磁鉄鉱が囲むもの，炭酸塩の核を緑泥石が囲み，さらにその周縁を炭酸塩が囲んでいるもの，また，炭酸塩・磁鉄鉱・緑泥石などが不規則に共生しているもの，などによつて埋められている。

（B）集塊岩

写真3の（C）のような産状で，礫の種類は，（A）と全く同じもののほかに，やゝガラス質で，斜長石斑晶の少ないものや，赤鉄鉱化したガラス片などが含まれているが，異種礫は認められない。

（6）含石英黒雲母粗面岩質（安山）岩質角礫凝灰岩〔No. 100〕

〔肉眼的特性〕白色あるいは淡緑色で，褐色または灰黒色の角礫（2～5mm）を多量に含み，また，灰褐色の浮石（2～4mm）や変質長石（1～2mm）なども認められる。

〔顕微鏡的特性〕やゝ緑泥石化している不規則な形をしたガラスが多量で，斑晶はいずれも半自形あるいは他

第3表　基盤岩，赤島熔岩類，潜岩熔岩類中の小貫入岩類の造岩鉱物の光学的性質

		岩石名	斑晶斜長石				斑晶カリ長石			斑晶石英	斑晶有色鉱物	石基鉱物
			屈折率 (n_1)	An%	2Vγ	型	屈折率 (γ)	Or%	2Vα			
潜岩熔岩類中	f	黒雲母石英斑岩	1.530～1.531	1～8	75～82	L	1.523～1.524	85～90	69～72	少	黒雲母 (γ=1.635)	斜長石，カリ長石，石英，黒雲母，磁鉄鉱，燐灰石，ジルコン
	g	変質黒雲母流紋岩	1.529	3	76～80	L	—— (?)			稀	黒雲母（緑泥石化）	長石，石英，磁鉄鉱，変質ガラス
	h	変質角閃石粗面岩質(安山)岩	1.531～1.538	8～20	75～84	L	——			—	角閃石（オパサイト化）	斜長石，石英，角閃石，磁鉄鉱，変質ガラス
	i	輝石橄榄石玄武岩	1.566～1.569	71～78	89～97	—	——			—	輝石（緑泥石化），橄榄石（蛇紋石化）	斜長石，輝石，橄榄石，磁鉄鉱，ガラス
	j	普通輝石橄榄石玄武岩	1.565～1.567	70～74	87～96	—	——			—	普通輝石 (c^Z=38～47, 2Vγ=60)，橄榄石（蛇紋石化）	斜長石，輝石，橄榄石，磁鉄鉱，ガラス
基盤岩・赤島熔岩類中	a	黒雲母石英斑岩	1.530～1.533	5～12	76～85	L	1.523～1.524	85～90	65～73	少	黒雲母 (γ 1.625)	斜長石，カリ長石，石英，黒雲母，磁鉄鉱，燐灰石
	b	変質黒雲母流紋岩	1.528～1.532	0～6	70～78	L	—— (?)			稀	黒雲母（緑泥石化）	長石，石英，磁鉄鉱，変質ガラス
	c	変質粗面岩質(安山)岩	1.530～1.540	5～23	79～89	L	—— (?)			—	——	長石，緑泥石，磁鉄鉱，変質ガラス
	d	含チタン輝石橄榄石玄武岩	1.566～1.569	71～78	80～88	—	——			—	チタン輝石 (c^Z=24～36, 2Vγ=43～50)，橄榄石（蛇紋石化）	斜長石 (An 70)，チタン輝石，チタン鉄鉱，緑泥石，変質ガラス
	e	橄榄石玄武岩	1.565～1.568	70～75	92～101	—	——			—	橄榄石（蛇紋石化）	斜長石，橄榄石，輝石，磁鉄鉱，変質ガラス

形を示し，破片状のものが多い．斜長石・カリ長石（写真8のC）などのほか，石英・黒雲母が少量ずつ含まれる．角礫の種類は，多いものからあげると，変質粗面岩質（安山）岩（写真8のb）・リソイダイト型流紋岩・玄武岩質安山岩（写真8のa）・橄欖石玄武岩・ガラス質熔岩などが含まれる．

（7） 小貫入岩類

（A） 黒雲母石英斑岩〔No. 71〕

肉眼的には，青灰色，斑状で，長石は淡紅色を示す．鏡下では，カリ長石・斜長石と少量の黒雲母・磁鉄鉱・燐灰石などを含む．石基は，microfelsitic 構造を示し，全体的に赤鉄鉱化が著しい．

（B） 変質黒雲母流紋岩〔No. 87〕

肉眼的には，白色あるいは淡赤褐色，緻密，無斑晶で，著しく珪化している．鏡下では，変質長石（カリ長石のような形状）と黒雲母が認められる．石基は，全く珪化している．

（C） 変質角閃石粗面岩質（安山）岩〔No. 77〕

肉眼的には，青灰色，斑状で，鏡下では，斜長石（一部分カリ長石によつて交代されている）と角閃石（全くオパサイト化）を含み，石基は，trachytic 構造を示し，全体的に炭酸塩化している．

（D） 輝石橄欖石玄武岩〔No. 111〕

肉眼的には，黒色，細粒，やゝ斑状で，鏡下では，斜長石が大部分で，橄欖石（蛇紋石化）および少量の輝石（全く緑泥石化）を含み，石基は，intergranular 構造を示す．Amygdaloid が多く，緑泥石がこれを埋めている．

（E） 普通輝石橄欖石玄武岩〔No. 88〕

肉眼的には，黒色，細粒で，鏡下では，斜長石および少量の普通輝石・橄欖石（全く蛇紋石化）を含み，石基は，intergranular 構造を示す．

IV. 潜岩熔岩類の特色

すでに述べたように，潜岩熔岩類は，いわゆる粗面岩質岩石やサブアルカリ流紋岩などの火山岩類によつて特色づけられている．これらの火山岩類の特性をまとめてみると，

（1） 粗面岩質岩石

（a） 熔岩流・角礫状熔岩流・集塊岩・凝灰岩など，厚さのわりに，いろいろな産状を示すこと．

（b） 細粒のものから，かなり斑状のものまであること．

（c） 斑晶として，低温型曹長石のみを有する岩相，低温型曹長石とその一部を交代したカリ長石とが共生する岩相，また全くカリ長石のみを有する岩相とか，互いに漸移すること．

（d） カリ長石は，第2表に示したように，屈折率では正長石に，光軸角ではアノーソクレースに類似し，また，mottled extinction や micro-perthite structure を示す特色があること．

（e） 有色鉱物として，黒雲母・角閃石を含むが，いずれも著しく緑泥石化・オパサイト化していること．

（f） 石基は，短冊状の曹長石が大部分で，いわゆる trachytic 構造を示すこと．

（g） 全体的に変質著しく，緑簾石・絹雲母・炭酸塩・緑泥石・石英・磁鉄鉱などを生じていること．

このような岩質のものは，最近，東北地方の各地の緑色凝灰岩層中より見出されているが，現在までに記載されているものでは，山形県温海地方の trachytic rock[5] や新潟県佐渡ケ島の trachytic andesite[7] とほぼ同じ岩質のものである．また，隠岐島後の粗面岩類[9] ともやや似ているが，ちがう点は，隠岐のものはアノーソクレースやアルカリ有色鉱物を多量に含むことと，全く変質を受けていないことなどである．

(2) サブアルカリ流紋岩類

(a) 板状構造が発達し，また，それと平行して一定の方向を有する縞模様の流理構造が著しいこと。

(b) 斑晶が少ないこと（リソイダイト型）。

(c) 斑晶石英を欠くこと。

(d) 曹長石とカリ長石が共生すること（両長石の産状・光学的性質は，ほぼ trachytic rock 中のものと同じ）。

(e) 有色鉱物として，わずかに黒雲母を含んでいること。

(f) 全体的に著しく珪化していること。

このような岩質のものもまた，最近，各地で報告されている。男鹿半島緑色凝灰岩層上位の真山アノーソクレース流紋岩[3]や隠岐島後の板状（リソイダイト型）アルカリ流紋岩とそれぞれ似ている点はあるが，ちがう点は，真山や隠岐のものは，アノーソクレースを含むこと（真山のものは高温型斜長石と共生）および変質を受けていないことなどである。

潜岩熔岩類中のこれらの火山岩類は，おそらく“**sub-alkaline rock series**”に属すると思われるが，なお，詳細な点は検討中なので，あらためて報告したい。

第2図 構造のステレオ解析図

(1)：流理面の走向・傾斜，(2)：節理面の走向・傾斜，(3)：貫入岩類の方向・傾斜，(4)：断層の方向・傾斜

黒玉は潜岩熔岩，斜線・横線区域および白玉は赤島熔岩

V. 構造について

潜岩熔岩類の種々の構造は，その測定結果をステレオ投影で示すと，左の図の通りである。

(1) 熔岩流の流理面および凝灰岩の成層面の走向・傾斜の測定値はすべて図中のⒹの範囲に集中する。これは下位の赤島熔岩類(Ⓐ)，入道崎火成岩(Ⓑ)および両者の接触面(Ⓒ)の測定値の集中範囲とくらべると，その走向は一致するが，傾斜は逆になる。すなわち，地質図（第1図）や構造を加味して示した層序表（第1表）からも明らかなように，弁天岩・昆布浦附近を軸にした，ゆるい背斜構造を示している*。

(2) 節理についての測定値をみると，赤島熔岩類や入道崎火成岩の熔岩流状のものと同様NE方向のものが多い。

* これは，おそらく基盤の構造に支配されたものと思われるが，詳細な点は検討中である。

（3） 小貫入岩類の貫入方向も，赤島熔岩類や入道崎火成岩中のものと同様，NE 方向のものが多いが，傾斜は一般にゆるい。

（4） 断層もまた，NE 方向のものが多い。

以上述べたように，潜岩熔岩類の種々の構造は，赤島熔岩類や入道崎火成岩と同様，“**入道崎方向**”に支配されている。これらの構造が，半島全体の地質構造の中で，どのような意義を有しているか，今後，検討していきたい。

本報告を終るにあたり，終始，御指導いただいた石井清彦教授・大森啓一教授・加藤磐雄助教授に厚くお礼申し上げる。また，有意義な御意見をいただいた第一教養部八木健三教授・秋田大学の藤岡一男教授・加納博助教授・同地下資源研究所井上武教授に深く感謝する。

本研究には，文部省科学研究費（1955）の一部を使用した。

文　献

1) 秋田部会（1954）：日本地質学会総会見学案内書「男鹿半島」.
2) 半沢正四郎（1954）：日本地方地質誌「東北地方」，192～204.
3) 加納　博・高安泰助（1955）：真山流紋岩の研究——特にアノーソクレース流紋岩について，秋大地下資報，**13**，1～14.
4) 宮城一男・宇留野勝敏（1956）：男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究（第1報）——赤島・入道崎附近の花崗岩質基盤岩および第三紀火成岩類——，地質雑，**62**，728，260～271.
5) 中野長俊・河野義礼（1936）：山形県温海地方の粗面岩質岩石（trachytic rock）に就て（予報），岩鉱，**16**，5，12～24.
6) O. F. Tuttle（1952）：Optical studies on Alkali-feldspars. *Am. Jour. Sci. Bowen* Vol，553～566.
7) 杉山　隆二（1953）：新潟県下——特に佐渡島における第三紀火成活動について（予報）（活版印刷）.
8) 富田　達（1927）：隠岐島後の地質学的ならびに岩石学的研究（其の三）（其の四），地質雑，**35**，420，463～491，421，519～536.

学　会　記　事

執行委員会　昭和 31 年 8 月 15 日(水)午前 10 時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者遠藤委員長，渡辺・浅野・鈴木・新野各委員，坂田書記．

議事　執行委員より事務報告があつた．ついで，全評議員より投票をいただいた日本学術会議会員候補者（全国区）についての開票を行つた．その結果は次の如くであつた．（次次点以下略）

地質部門	早坂　一郎	16	次点　立岩　巖	9
鉱物部門	渡辺　武男	15	次点　須藤俊男	9
共通部門	渡辺万次郎	7	次点　兼子　勝	5

御本人に連絡し，御承諾を得た上で，推せん手続きをとることとした．

執行委員会　昭和 31 年 9 月 27 日（木）午後 2 時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者渡辺・鈴木・須藤各委員，坂田書記．

議事　執行委員より事務報告のあつた後，(1)日本学術会議会員候補者について話合い，渡辺武男君の辞退を了承した．ついで出来るだけ多数の方が，学術会議会員に当選せられることがのぞましいという，評議員会の意向に基き，次点の立岩巖君を推せんすることとし，御本人および評議員に連絡することとした．

なお，御本人の承諾を得て前号会告通り，地質部門早坂一郎君・立岩巖君，鉱物部門渡辺万次郎君を推せんすることとした。(2)評議員会の開催期日・議題などを決定した．

ニ　ュ　ー　ス

日本学術会議第 22 回総会について

学術会議会員早坂一郎君より次の通りの報告がありました．お知らせいたします．

今回の総会にいくつかの提案が議決されましたが，そのうち日本地質学会に直接関係があると考えられるものは次ぎの通りです．

1．自然史科学研究博物館委員会の設置について

2．研究助手，技術者及びその他の補助員の定員の増加について

3．基礎科学の研究体制確立について

大学における講座充実，共同研究グループ，研究センターの問題，流動研究員の問題，研究費，研究旅費の問題，研究員の待遇の問題等々が，詳しく説明された．

その外には次のようなものもあつた．

1．国家公務員（科学者としての）に対する諸差別取扱いについて政府に申し入れの件というのがあり，それに関連して「純粋に学術交流のためということを，学術会議が保証すれば，どこの国（共産系諸国を含む）への旅行でも政府は認める」ということが会長に示されている，との説明があつた．

2．長期的観点に立つて，科学が政治に反映することの必要性についての声明

3．原子力に関する科学技術の基礎研究について

『大学等における原子力に関する科学技術の基礎研究に対しては原子力開発の一環として，一層広汎強力な促進方策をとることを要望する』を主眼とし，『ただし，大学の自治を尊重し，原子力関係以外の科学研究との適当な均衡を失わないよう特に注意されたい』ことが含まれている．

4．新制大学の拡充強化に関し政府に要望すること

5．東南アジア地区へも科学アタッシエを派遣することについて

偏光顕微鏡，鉱物岩石標本，岩石セクション，整理箱類，各種鉱物切断研磨，実験用器具類

東京都文京区市兵衛河岸4号地　有限
電話小石川(92)2563番　会社　岩本鉱産物商会

国電，都電　飯田橋下車3分　飯田橋公共職業安定所前

地質学雑誌 第62巻 第734号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年11月25日発行(毎月1回25日発行)

THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. LXII, No. 734, November, 1956

CONTENTS

Page

Original Articles:

On the Granitization of Amphibolite from the Takanuki District, Southern Abukuma Plateau ..... Yoshio Ogura (609)

Geology of the so-called "Shiogawa Formation" ..... N. Iijima, K. Iwasa, M. Koda and K. Taguti (622)

Old Lake Deposits and the Crustal Movement in Hakone Caldera, with Special Reference to the Chronology of the Recent in Japan ..... Shōji Horie (636)

Stratigraphic and Petrographic Studies of the Green Tuff Formations in the Oga Peninsula, Akita Prefecture (2nd Report)
— On the Kuguriiwa Lavas — ..... Kazuo Miyagi (645)

Proceedings of the Gological Society of Japan ..... (656)

News ..... (656)

昭和31年11月20日印刷　昭和31年11月25日発行　定価100円
編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄
(振替口座東京　28067)
印刷者　東京都北区上中里1の35　株式会社双文社　倉沢直男

All Communications relating to this Journal should be addressed to the
GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan